Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen)

Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

FELIX WIEDENMAYER
aus Basel

1962

Basel
Buchdruckerei Birkhäuser AG.
1963

Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen)

Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

FELIX WIEDENMAYER
aus Basel

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN -

Basel
Buchdruckerei Birkhäuser AG.
1963

Genehmigt von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren L. Vonderschmitt und H. P. Laubscher.

Basel, den 26. Juni 1962

M. Eichler
Dekan

Sonderabdruck aus Eclogae geologicae Helvetiae Vol. 56, Nr. 2, 1963

Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen)

Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik

Von **Felix Wiedenmayer** (Basel)

Mit 38 Textfiguren und 4 Tafeln (I–IV)

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 532
Einleitung 533
Stratigraphie 543
I. Voraussetzungen 543
II. Hauptdolomit 547
III. Rhät 549
A. Das Rhät-Profil bei S. Agata 551
1. Mikrofazielle und gefügekundliche Beschreibung des Profils 553
2. Ökologie 568
3. Analogien zu den Kalkareniten der Bahamas 569
a) Rezente Sedimente 569
b) Plio(?)-Pleistocaene Sedimente (Cay-rock) 570
4. Unterschiede 570
5. Mikrofazies und Korrelation 572
6. Dolomite und Dolomitisation 573
a) Dolomit-Pelite 573
b) Dolomitische Ooide 573
c) Mechanisch angelagerte oder in situ, an freier Anlagerungsfläche gebildete Dolomitrhomboederchen 574
d) Biogener, hoch Mg-haltiger Calcit 574
e) Frühdiagenetische Dolomitisation 575
f) Spätdiagenetische Dolomitisation 576
B. Weitere Rhät-Vorkommen 577
1. Korrelation nach Süden 577
2. In den Steinbrüchen von Arzo 577
3. Das Rhät-Vorkommen zwischen Selvapiana, Ligonago und Nava 583
4. Am Südfuss des Barozzo 583
5. Der Schlosshügel von Stabio 583
C. Die Auflagerung des Rhät 583
D. Bemerkungen zur Biostratigraphie 584
E. Bemerkungen zur Paläogeographie 585

IV. Der untere Lias 586
A. Allgemeines 586
1. Broccatello 586
a) Bemerkungen zur Terminologie 586
b) Lithologische und biofazielle Charakterisierung 587
2. Die unterliasischen Kalkarenite W Arzo 589
3. Kieselkalk 591
B. Die Auflagerung des unteren Lias 591
1. Broccatello 591
a) Im grossen Steinbruch von Arzo 592
b) S. Agata 592
c) Cantine di Tremona 593
2. Kieselkalk 593
a) An der N-Flanke der Bachrunse W Ligonago 593
b) Am S-Fuss des Barozzo 593
c) Um die Cantine di Tremona 593
3. Die Kalkarenite W Arzo 594
a) Im Steinbruch Burgioli 594
b) In den Steinbrüchen von Saltrio 594
4. Kritik an Frauenfelders und Senns Konzeption der Transgression und der Transgressionsfazies 595
C. Die Ammoniten des unteren Lias und ihre stratigraphische Aussage 596
a) P. 508, E Arzo 596
b) Die Steinbrüche von Arzo 598
c) Die Cantine di Tremona und Ligonago 598
d) Das Liegende des Besazio-Kalkes bei S. Antonino di Besazio 599
e) Steinbruch Burgioli 599
V. Der mittlere Lias 600
1. Kieselkalk 600
2. Besazio-Kalk 600
3. Die Mergelkalke des Domérien 605

Die Auswirkungen syngenetischer Tektonik 606
I. Allgemeines 606
II. Einzelbeschreibung 607
1. Die Scholle von Besazio–S. Rocco–Costone 607
2. Die Zone der Steinbrüche von Arzo 610
a) Die Scholle des grossen Steinbruchs 610
b) Charakterisierung und Interpretation der Macchia vecchia 619
c) Die Scholle zwischen Fornace und Sägewerk 621
d) Die Macchia vecchia-Zone Sägewerk–Gaggiolo-Brücke 623
e) Präexistente, nicht direkt sichtbare Linien 623
3. Die Zone Cave di Besazio–Tremona–Sermonte 624
a) Die nördliche Teilscholle 624
b) Die südliche Teilscholle 625
c) Die diagonale Verwerfung Besazio–Tremona 626
4. Die Zone Barozzo–Cantine di Tremona 627

Ausblick 630
I. Angeschnittene Problemkreise 630
II. Innerhalb eines weiteren regionalen Rahmens gültige Aspekte 631
A. Verfolgung der Auswirkungen syngenetischer Tektonik nach W und E 631
B. Die Notwendigkeit einer biostratigraphischen Revision der mediterranen und alpinen jurassischen Ammonitenfaunen 631
1. Erstes Beispiel: die mittelliasische Fauna von Ballino (Haas, 1912/13) . . 631
2. Zweites Beispiel: die Fauna des Hierlatz bei Hallstatt (Geyer, 1886) . . . 633

Riassunto 635
Abstract 637
Literaturverzeichnis 638

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN UND TAFELN

Fig. 1. Übersichtskarte mit Verbreitung des unteren und mittleren Lias im Gebiet zwischen Langensee und Comersee, 1:500000 534
Fig. 2. Geologische Kartenskizze der Rhät-Aufschlüsse von S. Agata 550
Fig. 3. Stratigrafisches Profil des Rhäts von S. Agata 551
Fig. 4. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 8 555
Fig. 5. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 9 555
Fig. 6. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 11a 556
Fig. 7. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 11b 557
Fig. 8. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 14 558
Fig. 9. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 17a 560
Fig. 10. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 17b 560
Fig. 11. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 17c 561
Fig. 12. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 18 562
Fig. 13. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 19 563
Fig. 14. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 21a 564
Fig. 15. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 21b 564
Fig. 16. Mikrofazies Rhät-Profil S. Agata Nr. 28 567
Fig. 17. Mikrofazies Rhät N Besazio 575
Fig. 18. Stratigraphisches Profil des Rhät-Daches in der NW-Ecke des grossen Steinbruchs von Arzo 578
Fig. 19. Mikrofazies: epiklastische Kalkarenite im Rhät 579
Fig. 20. Mikrofazies: Rhät, Cantine di sotto 580
Fig. 21. Mikrofazies: Rhät, Cantine di sotto 581
Fig. 22. Mikrofazies: Rhät, grosser Steinbruch von Arzo 582
Fig. 23. Mikrofazies: basale liasische Kalkarenite, Cave di Brenno 591
Fig. 24. Ansichtsskizze des Kontaktes Broccatello/Rhät in der NW-Ecke des grossen Steinbruchs von Arzo 592
Fig. 25. Palaeotektonische Gliederung des Gebietes zwischen Arzo, Besazio, Rancate und Meride, 1:25000 606
Fig. 26. Geologische Kartenskizze des Gebietes NW Ligornetto, 1:10000 609
Fig. 27. Ansicht der Steinbrüche von Arzo von SSE 610
Fig. 28. Mehrphasiger Lagergang im Dach des Rhät, grosser Steinbruch von Arzo . . . 612
Fig. 29. Dreiphasiges Intrusions-System, grosser Steinbruch von Arzo 613
Fig. 30. Ansichtsskizze des E-Flügels des grossen Steinbruchs von Arzo 614
Fig. 31. Zwei diskordant sich durchdringende Intrusions-Systeme, E-Flügel des grossen Steinbruchs von Arzo 615
Fig. 32. Vertikales Intrusions-System kommuniziert mit schichtparallelen Lagergängen. E-Flügel des grossen Steinbruchs von Arzo 615
Fig. 33. Ansichtsskizze der östlichen Begrenzung des Rhät im grossen Steinbruch von Arzo durch eine mittelliasische Verwerfungsspalte 616
Fig. 34. Alpine Reaktivierung eines palaeotektonischen Kontaktes 617
Fig. 35. Halbverfestigt in eine paläotektonische Spalte eingedrungener Domérien-Mergelkalk 618
Fig. 36. Das Gross-Gefüge der Macchia vecchia in der E-Wand des «Marmorzimmer-Steinbruchs» 622
Fig. 37. Lias-Gang mit Lagergang im Hauptdolomit an der Strasse Tremona–Guana . . 625
Fig. 38. Paläotektonische Entwicklung und Reaktivierung der diagonalen Verwerfung Besazio–Tremona 626

Taf. I. Geologische Karte des Gebietes zwischen Arzo, Besazio, Rancate und Meride, 1:7500.
Taf. II. Geologische Profile WSW–ENE durch das Gebiet von Arzo, Besazio, Rancate und Tremona, 1:10000.
Taf. III. Do. NNW–SSE.
Taf. IV. Geologische Detailkarte der Marmorbrüche von Arzo, 1:2500.

VORWORT

Auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. L. Vonderschmitt, entstand die vorliegende Arbeit. Es war mir eine besondere Genugtuung, an seine eigenen, z.T. unpublizierten Ergebnisse anknüpfen zu dürfen. Für sein Interesse und seine Hilfe danke ich ihm herzlich.

Zunächst beschränkten sich die Untersuchungen auf die Steinbrüche von Arzo, vorab auf eine Kartierung im Maßstab 1 : 1000. Für die Erstellung einer ersten topographischen Grundlage hiezu, im Sommer 1953, danke ich meinen damaligen Studienkameraden, vor allem P. Diebold. Den Plan der Steinbrüche habe ich später, mit Beihilfe von weiteren Studienkollegen, aufgrund von eigenen Messtischaufnahmen, Polygonzügen und Flugfotografien der Eidgenössischen Vermessungsdirektion vervollständigt.

Im Wintersemester 1954/55 begann ich am Paläontologischen Institut der Universität Zürich mit der Sichtung und ersten Bearbeitung der zahlreichen Fossilien von Arzo und Besazio. Den Herren Proff. B. Peyer und E. Kuhn-Schnyder danke ich für ihre Unterstützung und die Überlassung der Sammlung, sowie Herrn Chefpräparator F. Buchser für seine wertvollen Angaben zu den genauen Fundstellen und für heikle Präparationsarbeiten.

Nach einer ersten Periode der Feldarbeit erkannte ich, dass die Steinbrüche von Arzo einen besonders komplexen Teilabschnitt darstellten, der allein betrachtet keine völlig befriedigende Lösung der Probleme zuliess. So unternahm ich anschliessend eine Kartierung des gesamten Gebietes zwischen Arzo, Besazio, Rancate und Tremona, im Maßstab 1 : 5000, aufgrund der ausgezeichneten photogrammetrischen Gemeindeblätter der Eidgenössischen Landestopographie.

Von grösstem Wert und für das Verständnis vieler Probleme eigentliche Voraussetzung waren zahlreiche Exkursionen, nach W bis zum Langensee, nach E bis in die Gegend von Bergamo, für die sich mir bereits während meiner Assistenz-Zeit an der Fossilgrabung am Monte S. Giorgio häufig Gelegenheit bot, wofür ich Herrn Prof. E. Kuhn-Schnyder hier danke.

Besonders befruchtend wirkte der ständige Kontakt mit meinen Studienkameraden und Gebietsnachbarn D. Bernoulli und W. Müller und ihren Problemkreisen, in Diskussionen, im Feld, im Geologischen Institut Basel. Dafür und für ihre tatkräftige Mithilfe bei der graphischen Darstellung schulde ich ihnen vielen Dank: ohne sie wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Mein Studienkamerad Dr. P. Vogt hat freundlicherweise einige Dünnschliffe und Körnerpräparate vom Steinbruch Burgioli begutachtet.

Mein Dank gebührt auch meinen Mailänder Kollegen Drs. G. Pasquarè und C. Bisiach, für gemeinsame Exkursionen, Diskussionen und die freundliche Aufnahme im Mailänder Institut.

Für Diskussionen und Anregungen bin ich den Herren Proff. und Drs. W. Nabholz (Bern), H. P. Laubscher (Basel), S. Dzułyński (Kraków), H. Falke

(Mainz), G. Knetsch (Würzburg) und B. Ziegler (Zürich) zu Dank verpflichtet. Den Herren Prof. M. Reichel und Dr. E. Gasche verdanke ich viele wertvolle Anregungen zur Mikrofazies des Rhät.

Ich danke Herrn Dr. D. V. Ager (London) für seine Bestimmungen der Brachiopoden und die freundliche Erlaubnis zur Publikation der Faunenlisten.

Für die Beiträge, die der *Dissertationenfonds* der Universität Basel und der *Werenfels-Fonds* an die Druckkosten dieser Arbeit gewährten, spreche ich diesen Institutionen meinen Dank aus.

Schliesslich gedenke ich mit besonderer Dankbarkeit der Familie Vassalli in der Antica Osteria in Tremona und der gesamten Bevölkerung dieses einzigartigen Dorfes, wegen der freundlichen Aufnahme, die zur Aufrechterhaltung eines idealen Arbeitsklimas ausschlaggebend war.

EINLEITUNG

Die vorliegenden Untersuchungen sind der Grenze Trias/Jura, ihrem Liegenden und Hangenden und den damit verknüpften Anomalien, im Gebiet zwischen Cave di Saltrio und dem Tal von Mendrisio gewidmet. Für eine erste Übersicht verweisen wir auf die geologische Karte (Taf. XX) in Senn (1924). Da wir in unserer Darstellung oft weit über die Grenzen unseres Gebietes greifen werden, sie hier eine topographische Übersicht der westlichen Lombardischen Alpen gegeben (Fig. 1).

Wohl die erste Beschreibung der Gesteine der Steinbrüche von Arzo und Besazio gibt Labus in Amoretti (1824, p. 169). Er charakterisiert *Broccatello* und *Macchia vecchia*[1]) als lebhaft bunte Kalke von satt roter, blass-roter und gelblicher Farbe in verschiedenen Spielarten. Häufig sind weisse, kristalline Partien. Ihre Härte und kompakte Struktur macht sie zur Politur geeignet. An Fossilien nennt er Terebrateln, Chamiden, Pectiniden und Ammoniten.

Unter den Autoren, die um die Mitte des 19. Jahrhunderts in ihren Publikationen auf dieses Gebiet eingehen (Breislak, Lavizzari (1845, p. 83; 1849, p. 62), dem wir verschiedene Beschreibungen der Steinbrüche von Arzo und Besazio, sowie Angaben über ihren Betrieb verdanken, und der sich als Sammler verdient machte, dessen Fossilmaterial von Hauer und Balsamo-Crivelli bearbeitet und publiziert wurde; Studer, Brunner, Girard) ragt Merian hervor (1849, 1854). Er beschreibt Fossilien aus dem Broccatello von Arzo und Tremona, darunter einige fragmentarische Arieten von den Cantine di Tremona sowie vom Monte Generoso, und erkennt, dass die Faunen synchron sind und zum unteren Lias gehören. Er kennzeichnet den Broccatello als ungeschichtetes, von Dolomit-Partien durchsetztes Gestein und erklärt die eigentümliche Ausbildung durch Metamorphisierung des schwarzen Kieselkalkes.

Stoppani (1857, p. 84, 86, 92, 233) stellt die bunten Kalke von Arzo zu seiner «Formazione di Saltrio», in der er sämtliche Schichtglieder zwischen Conchodon-Dolomit und Ammonitico rosso der gesamten Lombardei vereinigt (vgl. Lexique Stratigraphique International, I/7 c). Dabei setzt er völlige Konkordanz und lückenlose Sedimentation voraus, ein Konzept, das sich, vor allem in der italienischen Literatur, noch lange auswirkte. Er übernimmt Merians Idee von der Metamorphi-

[1]) Zur Terminologie vgl. p. 586.

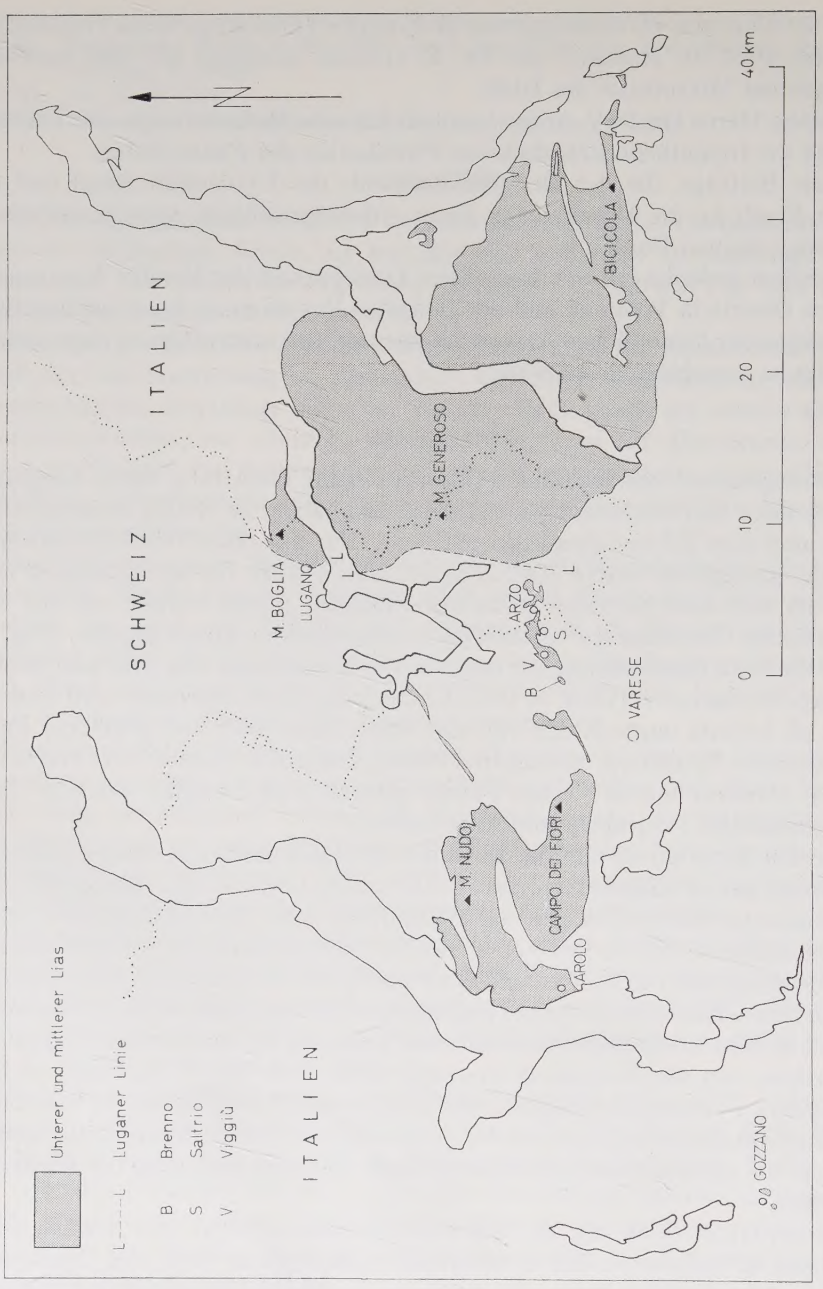


Fig. 1. Übersichtskarte mit Verbreitung des unteren und mittleren Lias im Gebiet zwischen Langensee und Comersee. 1:500000.

sierung des Kieselkalkes, die er auf den nahen Luganeser Porphyr-Aufbruch zurückführt. Er gibt umfangreiche Fossillisten von Arzo und Saltrio, z.T. aufgrund von selbst aufgesammeltem Material, die wegen ungenügender Horizontierung, Falschbestimmung und Rückständigkeit der biostratigraphischen Kenntnisse heute nicht mehr genügen, reichen sie doch vom unteren Lias bis zum Malm! Die Arbeit

bleibt jedenfalls klassisch, und STOPPANIS universaler Geist wird der Nachwelt, besonders den Geologen, die italienische Käsesorten lieben, durch sein Bildnis auf dem «Formaggio Bel Paese» in der Erinnerung ständig wach erhalten.

NEGRI & SPREAFICO (1869, p. 6) stellen in unserem Gebiet das, was heute als Raiblerschichten und Hauptdolomit gilt, zum oberen Rhät. Den Hauptdolomit von S. Rocco (bei Arzo) fassen sie als Einlagerung im Lias von Arzo auf, offensichtlich wegen des starken Niveau-Unterschiedes zu den Steinbrüchen von Arzo.

TARAMELLI (1880, p. 81, 143, 147), der sich auf unpublizierte Notizen SPREAFICOS stützt, gibt erstmals ein stratigraphisches Profil von den Cave di Saltrio und den Cave d'Arzo. Den Hauptdolomit von Tremona und Arzo rechnet er zum Lias, wegen des Liaskalk-Vorkommens an der Strasse Tremona–Meride und der angeblichen Überlagerung des Liaskalkes durch Hauptdolomit im Gaggiolo-Tal hinter der Kirche von Arzo (damit ist wohl die Lokalität «Bagno» gemeint).

PARONA (1885) macht auf den Mangel von Detailuntersuchungen in diesem Gebiet aufmerksam, sowohl stratigraphischer wie paläontologischer Art. Er befasst sich aber im wesentlichen nur mit Paläontologie. Sein Verdienst ist es – wenigstens für die Brachiopoden – Ordnung in das Chaos der früheren Literatur gebracht zu haben,[2]) auf das schon ZITTEL (1876, p. 161) hingewiesen hatte. In seinen Schlussfolgerungen, die von FRAUENFELDER (1916) eingehend diskutiert werden (P. 315, 327, 328), stellt er die Bildungen von Arzo zum unteren Mittellias.

Im Profil der Steinbrüche von Saltrio (übernommen von TARAMELLI, 1880, S. 79) stellt er den obersten Abschnitt (Cappello) zum unteren Mittellias. Die drei Abschnitte im Liegenden würden die Zonen des *Pentacrinus tuberculatus, Asteroceras obtusum* und *Oxynoticeras oxynotum* vertreten. Die Vorkommen von Arzo parallelisiert er mit Schicht 1 seines Saltrio-Profils, Schichten 2–4 wären hier nicht vorhanden. Auch in seinen späteren Arbeiten, die vor allem der Fauna von Saltrio gewidmet sind, hält er noch an dieser Ansicht fest, selbst in seinem *Trattato di Geologia* (1924, p. 422).

Die Ansicht von FRAAS (1892) und BÖSE (1894), die sie in ihren Publikationen hinsichtlich Arzo und Saltrio vertreten, diskutiert er eingehend in 1896, p. 4–8. Beide vergleichen die Bildungen von Saltrio und vor allem von Arzo mit denen des Hierlatz und stellen sie zum oberen Unterlias.

BÖSE, der PARONAS Material im Museum von Pavia untersuchte, hält dessen Deutung als Haupteinwand entgegen, die Bestimmungen seien unrichtig und identifiziert alle Spezies mit denen des Hierlatz. PARONA rechtfertigt sich (1896, S. 7–8) in einer ausführlichen Fussnote, worin er auch eine Revision der Fauna von Arzo ankündigt. Leider blieb die Kontroverse offen und eine Revision erfolgte bis heute nicht.

Schon vorher hatten SCHMIDT und STEINMANN (1890, S. 26, 64–65) im Lias von Arzo hinsichtlich Auftreten und Fauna ein Analogon zum Hierlatz erblickt. SCHMIDT ist allerdings darin inkonsequent, denn gleichzeitig übernimmt er PARONAS biostratigraphische Schlüsse, wonach der Broccatello von Arzo zum mittleren Lias zu rechnen wäre. Die mangelnde Auseinandersetzung mit biostratigraphischen Fragen wird von den Autoren durchaus wettgemacht mit grundlegend neuen

[2]) Er gibt ein kritisches Verzeichnis auf S. 229.

Aspekten in der Beurteilung dieser ungewöhnlichen Vorkommen. Das Schwergewicht fällt auf die Heteropien im westlombardischen Raum und damit Hand in Hand auf die Deutung der Entstehung der so charakterisierten Gesteine von Arzo. Es sind moderne, paläogeographische Gesichtspunkte, die zu Resultaten führten, die bis in jüngste Zeit ihre Gültigkeit im Prinzip nicht verloren haben.

Schmidt spricht erstmals von einer transgressiven Auflagerung des Lias auf Dachsteinkalk. Rhät-Schichten, wie sie östlich des Luganersees vorkommen, fehlen. Daraus folgert er ein wahrscheinliches Fortdauern der Hauptdolomit-Riff-Fazies bis in rhätische Zeit hinein.

Im Gebiet von Arzo füllen die bunten, fossilreichen Kalke, «dunkelbraunrote, sandige Kalke mit Crinoidenwurzeln» und Breccien aus den erwähnten Kalken mit Dolomitkomponenten die Furchen und Taschen der durch Erosion noch verschärften unregelmässigen Oberfläche des Hauptdolomits. Er erklärt dies durch die Emersion des Hauptdolomit-Riffs, Ende Rhät-anfangs Lias und durch Terra-rossa-Bildung, anschliessende Transgression, Bildung der Breccien durch Brandung, dann der Kalke und schliesslich Rotfärbung durch eingespülte Terra rossa.

Nach Steinmann sind die Breccien, welche Komponenten bis zu Blockgrösse des liegenden Dachsteinkalkes enthalten, die ältesten Lias-Sedimente. Aus dem Broccatello erwähnt er erstmals Pharetronen[3]). Intensiv rote, von Mangan braun gefärbte, sandige Lagen enthalten von manganhaltigem Eisenoxyd überkrustete Fossilien, darunter Crinoiden-Wurzelstücke, die er zur Gattung *Apiocrinus* stellt.

Steinmanns genetische Deutung deckt sich im wesentlichen mit der Schmidts. Er betont besonders die Bildung sehr verschiedenartiger Gesteine auf engstem Raum: gröbere und feinere Breccien am Fusse der noch aufragenden Riffe, reinere Kalke in einiger Entfernung davon, weiter weg oolithische und Kiesel-Kalke. Die stellenweise stärkere Rotfärbung und die Mangan-Limonit-Krusten deuten auf eingeschwemmte Terra rossa. Erst mit den roten Ammonitenkalken des mittleren und oberen Lias herrscht einheitliche Fazies über das ganze Gebiet und damit völlige Meeresbedeckung.

Marianis Arbeit (1904) bringt nichts wesentlich Neues. Auch er weist auf völliges Fehlen des Rhäts hin. Er erklärt dies bei Saltrio mit einer Überschiebung von Lias auf Hauptdolomit. Seine Auffassung der Stratigraphie der Gegend von Arzo ist noch ganz der Konkordanz verpflichtet und weicht kaum von der Paronas ab. Neu ist einzig der Hinweis auf ein Vorkommen von unterem Lias am Fusse des Hanges zwischen Tremona und Rancate (wahrscheinlich ist die Felswand NNE Monte Christo gemeint), das er mit einem *Aegoceras bispinatum* Geyer belegt. Seine Ausführungen über unser Gebiet sind oft konfus, wegen der, auch bei früheren italienischen Autoren, unzulänglichen lithologischen Beschreibungen und Ortsangaben.

Nach Frauenfelder (1916) fehlt Rhät in unserem Gebiet vollständig, Lias liegt überall transgressiv auf norischem Hauptdolomit. Er gibt eine eingehende kritische Darstellung früherer Untersuchungen (S. 255, Rhät; S. 310–311, 313, Trias-Jura Grenze; S. 315–316, Lias).

[3]) Schon Merian gibt kleine, birnenförmige Spongiten von Tremona an (1849, S. 33; 1853, S. 79), Taramelli solche von kugeliger Gestalt und trüffelartigem Aussehen.

Den Nachweis der Transgression führt er mit verschiedenen Argumenten: einmal sind es die stark schwankenden Mächtigkeiten der Unterlage, des Hauptdolomits also, die nur durch starkes Relief zeitigende Erosion zustande gekommen sein können, denn weder am ungestörten Kontakt mit den Raiblerschichten, noch an der Transgressionsfläche sollen sich Anzeichen für tektonische Bewegungen finden. Das Relief soll sich demnach anhand der flach angenommenen Basis und der Mächtigkeiten des Hauptdolomits rekonstruieren lassen, da es von den transgredierenden Liaskalken nicht eingeebnet, sondern sukzessive ausgefüllt wurde.

Frauenfelder datiert die Transgression zwischen Monte Generoso und Saltrio, indem er die an verschiedenen Stellen im unteren Lias aufgefundenen Fossilien und ihre biostratigraphische Aussage mit ihrem Niveau über der Basis des Hauptdolomits in Beziehung bringt. Er setzt dabei voraus, dass die Hierlatzkalke eine Transgressionsfazies darstellen, d. h. rasch sedimentiert worden seien und dementsprechend überall nur einen chronostratigraphischen Augenblick vertreten würden.

In der Gegend von Rovio und Melano stellt er die Hierlatzkalke anhand von Fossilien im Hangenden (Kieselkalk) ins Hettangien. Sinémurien mit Arieten soll hier erst ca. 400 m höher anstehen. An der Generosabahn südlich Capolago befinden sich die Hierlatzkalke bereits 200 m unter den Arieten-führenden Schichten. Bei den Cantine di Tremona kommen Arieten in den Hierlatzkalken selbst vor. Aus der lithologischen Analogie und gleicher Höhenlage (100 m) über der Basis des Hauptdolomits schliesst Frauenfelder auf Gleichaltrigkeit der Hierlatzkalke von Arzo und Tremona. Die Schichten der Steinbrüche von Saltrio befinden sich 400 m über der Hauptdolomit-Basis, sollen also entsprechend jünger sein. Frauenfelder hält eine Vertretung dreier Zonen, vom oberen Sinémurien bis zum mittleren Lotharingien, wie sie Parona aufrecht erhält, wegen der allgemein raschen Sedimentation im lombardischen Lias für ausgeschlossen. Er stellt die Cephalopoden-Bank an die Grenze *obtusus-oxynotum*-Zone.

Nach seiner Auffassung wäre das Meer während der gesamten Unter-Liaszeit aus dem Generoso-Becken sukzessive nach WSW vorgedrungen. In der Gegend Tremona–Arzo bildete sich eine Bucht, die im Westen durch eine hohe Steilküste entlang dem Rücken von S. Rocco abgeschlossen war. Von dieser Steilküste durch die Brandung losgerissene Blöcke sollen die Komponenten der basalen Macchia vecchia-Breccie geliefert haben. Der westlich anschliessende Höhenrücken, der sich damals von S. Rocco flach gegen Saltrio ausdehnte, wäre erst im oberen Unterlias, gewisse Teile erst im Mittellias (Wegabzweigung nach S. Rocco, E Arzo) überflutet worden.

Für das Unterlias-Alter der Hierlatzkalke von Arzo und Tremona entscheidend bezeichnet er die von Merian und Mariani bei der Cantine di Tremona gefundenen Arieten, den von Mariani zwischen Tremona und Rancate angeführten *Aegoceras bispinatum* Geyer, eigenes Material (Brachiopoden und Bivalven) aus der Gegend von Tremona und solches von den Steinbrüchen bei Arzo aus dem geologischen Museum Zürich, wobei er sich auch auf die Angaben Böses (op. cit.) stützt.

Das Hauptargument, mit dem Parona Mittellias-Alter für die Cave d'Arzo verficht, nämlich die zwei Ammoniten *Deroceras densinodum* (?) und *Dumortieria*

jamesoni (Sow.) (beschrieben und abgebildet 1897), entkräftet er mit dem Hinweis auf die schlechte Erhaltung bzw. die unzulänglichen Ortsangaben.

Das Hangende hätten ursprünglich auch hier die Kieselkalke wie im Osten und Westen eingenommen; doch wurde es bis auf das Relikt NE Tremona erodiert.

Das Fehlen des Rhäts und die Mächtigkeitsreduktion bzw. Erosion des Hauptdolomits begründet er in einem besonderen Kapitel (S. 333–335, s. auch Pl. 6) über Sedimentationsverhältnisse, mit einer etwa symmetrischen Aufwölbung des gesamten Untergrundes inklusive kristallinem Sockel. Diese Bewegung hätte in spätnorischer oder unterrhätischer Zeit stattgefunden, da noch während der Ablagerung der Raiblerschichten über das ganze Gebiet zwischen Menaggio und Valganna gleiche Sedimentationsverhältnisse geherrscht hätten und das Rhät im Westen auf Hauptdolomit transgrediert. Horstartige Heraushebung an Brüchen verneint Frauenfelder ausdrücklich, weil Richtung Saltrio sukzessive und kontinuierlich höhere Zonen des Unterlias zur Transgression gekommen seien. Anschliessendes Wiederabsinken hätte an beiden Flanken zum allmählichen Vorrücken der transgredierenden Hierlatzkalke bis Saltrio – dem höchsten und im oberen Sinémurien zuletzt erreichten Punkt – geführt. Winkeldiskordanzen seien keine zu beobachten, da die Hierlatzkalke massig und meist schichtungslos ausgebildet seien und bei der relativ schwachen Aufwölbung im allgemeinen Penakkordanz herrsche.

Der Hinweis auf den litoralen Charakter der Hierlatzkalke, trotz Armut an terrigenen Einschwemmungen, ihre Bildung in Buchten, zwischen den aufragenden Felsen der Dolomit-Unterlage ist prinzipiell nicht neu, sie knüpft eng an die Interpretation von Schmidt und Steinmann an.

Obwohl Frauenfelder die neue Konzeption, die sich mit Schmidt und Steinmann über dieses ungewöhnliche und komplexe Gebiet anbahnte, noch wesentlich ausbaute, vermissen wir darin die Fundierung mit gründlichen und exakten Feldbeobachtungen, wie sie sonst im nördlich anschliessenden S. Giorgio-Gebiet und östlich vom See diesen Autor auszeichnen. Dies äussert sich auch auf seiner Karte, die zudem unter der schlechten Topographie verbunden mit unglücklichen geologischen Darstellungsmitteln leidet.

Senn (1924) erwähnt diesen Mangel in der Einleitung zu seiner Dissertation und rechtfertigt damit seine Revision des Liasgebietes Arzo Tremona, der er im Rahmen seiner Untersuchungen eine eingehende Behandlung einräumt.

Er nimmt wie Frauenfelder eine Heraushebung des Gebietes in obernorischer oder unter-rhätischer Zeit an, mit anschliessender tiefgreifender Erosion. Der höchste Punkt soll aber nicht bei Saltrio, sondern in der Gegend zwischen Arzo, Besazio, Tremona und Ligornetto gelegen haben. Rhätische Schichten sollen in unserem Gebiet nicht zur Ablagerung gelangt sein. Im westlichen Teil des Gebietes von Senn wäre oberes Rhät (Conchodon-Schichten) transgressiv auf stark reduziertem Hauptdolomit abgelagert und in einer anschliessenden Emersionsphase bis auf das Relikt von Valganna-Frascarolo wieder abgetragen worden.

Die bunten Kalke und Breccien an der Basis des Kieselkalkes bzw. Domérien bezeichnet Senn mit Frauenfelder als Transgressionsgesteine. Die Crinoiden, Lamellibranchier und Brachiopoden fasst er als autochthon und wie Frauenfelder als typisch für die Litoralzone auf, spricht ihnen aber stratigraphischen

Wert ab. Wo Ammonitenfaunen auftreten (Saltrio, Sant'Antonino di Besazio) seien sie eingeschwemmt. Sie sollen verschiedene Altershorizonte vertreten, ausschlaggebend seien nur die jüngsten Formen. Für Saltrio ist diese Ansicht nicht neu, sie deckt sich genau mit der FRAUENFELDERS. Für das Vorkommen von Sant'Antonino di Besazio, das FRAUENFELDER zum Toarcien (Ammonitico rosso) stellte, führt sie zu unterem Domérien.

SENN verwirft FRAUENFELDERS Verfahren für die Datierung der Transgression anhand der Höhenlage über dem Dach der Raiblerschichten. Wohl habe das Liegende der Liastransgression eine Heraushebung erfahren, doch sei sie wesentlich intensiver und unregelmässiger erfolgt (Taf. XXI). Dafür sollen NW Arzo (S. 577) und bei der Mitra del Vescovo (S. 581) beobachtete Diskordanzen sprechen. SENN bringt zur Rekonstruktion der rhätisch-unterliasischen Landoberfläche ein anderes Verfahren zur Anwendung (p. 575): Als Bezugsfläche nimmt er die Grenzfläche Kieselkalk-Domérien, die er in – als ursprünglich angenommene – horizontale Lage bringt. Durch Abtragen der Kieselkalkmächtigkeiten nach unten soll dann die erstrebte Rekonstruktion der rhätischen Landoberfläche erzielt werden. Analog ergibt sich aus dieser Fläche durch Abtragen der Hauptdolomit-Mächtigkeiten das Dach der Raiblerschichten zu jener Zeit und damit der Maßstab für die Rhätische Verbiegung. Mit der Kieselkalk-Mächtigkeit über der Cephalopoden-Schicht von Saltrio will SENN auch noch einen Maßstab für das relative Alter der Transgression im ganzen Gebiet gewinnen.

Als Voraussetzung müsste gefordert werden, dass die gewählte Bezugsfläche isochron sei und tatsächlich eben verlief und dass während der Auffüllung durch Kieselkalk keine Verstellungen der Transgressionsfläche stattfanden.

Eine Kritik des von SENN dargestellten Modells wird sich aus den oben gegebenen Voraussetzungen heraus im Laufe unserer Ausführungen von selbst ergeben. Wir werden dabei auf seine Beschreibung der Lias-Transgression Punkt für Punkt kritisch eingehen, soweit sie unser Gebiet betrifft. Auch einzelne Punkte ausserhalb unseres Gebietes möchten wir behandeln, sofern sie geeignet sind weiteres Licht auf unser Problem zu werfen.

Gleich nach Erscheinen von SENNS Dissertation publizierte FOSSA-MANCINI – offensichtlich mit einiger Hast, wie er selbst zugibt – 1925 eine Arbeit über den italienischen Teil von SENNS Gebiet. Sein hauptsächliches Anliegen ist es, die von SENN angenommenen Transgressionen zu widerlegen. Er nimmt im ganzen Gebiet lückenlose Sedimentation von unterer Trias bis zur Kreide an. Anlass zur Kontroverse gibt ihm sein auf STOPPANI (Schlußsatz seiner «Studii» 1857) zurückgeführtes Anliegen, in der Geologie sei ein Maximum an Einfachheit anzustreben. Seiner Ansicht nach wären die von SENN und FRAUENFELDER angenommenen Transgressionen unnötig und gesucht, um die tatsächlichen Verhältnisse zu erklären. Seine den Feldbeobachtungen zugrunde liegenden Kriterien und seine Argumente sind konfus, widerspruchsvoll, spekulativ und oft weit hergeholt. Die Feldbeobachtungen beschränken sich fast nur auf die Lithologie und stützen sich auf lithologische Beschreibungen anderer italienischer Autoren, die ihrerseits nur im Feld angestellt wurden und subjektiv sind. Seine paläontologischen Befunde beschränken sich auf Beobachtungen von Querschnitten grosser Bivalven im Gestein, die er bedenkenlos zu *Conchodon* stellt, obwohl schon STOPPANI zu

grosser Vorsicht bei der Bestimmung von Megalodontiden, selbst bei isolierten, gut erhaltenen Exemplaren gemahnt hatte. Peinlich berührt es, dass er auf SENNS Rhät-Profil N Frascarolo überhaupt nicht eingeht und auch das Rhät am Campo dei Fiori nicht genügend zu kennen scheint. Denn sonst wäre seine Behauptung, der gesamte Conchodondolomit sei vom Hauptdolomit lithologisch überhaupt nicht unterscheidbar, nicht verständlich.

Das untere Rhät soll durch – schon primär – geringmächtige Mergel und mergelige Schiefer vertreten sein. Sie wären durch Verwitterung, Überlagerungsdruck und schichtparallele Scherbewegungen (Mylonitisierung) stark ausgedünnt und zudem durch schlechte Aufschlussverhältnisse oft kaum sichtbar. Trotzdem habe er sie im Gebiet zwischen Monte Useria und der Schweizergrenze verfolgen und als Grenz-Horizont zwischen Hauptdolomit und Conchodondolomit kartieren können.

Besonderen stratigraphischen Wert legt er auf gewisse feinschichtige dolomitische Kalke («fittamente zonati»), die er in Anlehnung an TARAMELLI (1920) ebenfalls ins untere Rhät stellt. Er beschreibt sie von der Madonna d'Useria, N Viggiù auf 750 m ü. M. und bei Punkt 861 NW der Steinbrüche von Saltrio. Nun scheint uns aber Feinschichtung allein ein wenig zuverlässiges stratigraphisches Kriterium abzugeben, um so mehr als in einem Profil NOVARESES, aufgenommen zwischen Osteno und Porlezza am östlichen Luganersee, das FOSSA-MANCINI selbst wiedergibt, feinschichtiger Dolomit in lithologisch deutlich von Hauptdolomit unterscheidbarem, oberrhätischem Conchodondolomit vorkommt. Unterrhät-Alter für die feinschichtigen Dolomite von Madonna d'Useria steht überdies in Widerspruch zu den Beobachtungen MARIANIS (op. cit.), der eben dort Hauptdolomit-Fossilien angibt (S. 130). Die Arbeit MARIANIS ist aber FOSSA-MANCINI nicht unbekannt, denn er zitiert ihn an verschiedenen Stellen. So z. B. auf S. 51, wo er von der Überschiebung spricht, die MARIANI an der Basis der Schichten von Saltrio einzeichnet, um das Fehlen von Rhät zu erklären. Dies hintert ihn aber nicht daran, unter dem Kontakt 75 m Conchodondolomit anzugeben, dort wo MARIANI Hauptdolomit-Fossilien gefunden hatte.

Seine Kritik an der Interpretation der Breccien an der Basis des Rhät und des Lias als typische Transgressionsbildungen durch verschiedene, vor allem Schweizer Geologen (S. 56–57) scheint uns weitgehend berechtigt, besonders hinsichtlich der Lias-Breccien. Er weist darauf hin, dass es sich durchwegs um äusserst unregelmässige, oft grobblockige Breccien mit eckigen Komponenten handelt und nicht um Konglomerate, wie es von einer Transgressionsbildung zu erwarten wäre.

Seine Interpretation der Breccien mutet uns jedoch wenig stichhaltig an. Er nennt sie «breccie autoclastiche» und schreibt ihre Entstehung schichtparallelen Scherbewegungen in einiger Tiefe, also offenbar einer jüngeren (alpinen) Tektonik zu. Dabei stützt er sich auf Arbeiten amerikanischer Geologen, vor allem VAN HISE (1896). Dieser Autor fordert als Voraussetzung für die Bildung von «Autoclastic Rocks» starke orogene Kräfte mit Faltenbildung und als Ausgangsmaterial Wechsellagerung von Mergeln, Schiefern oder detritischen Sedimenten mit spröden Lagen, wie Quarziten, Hornstein oder Kieselkalk. Bei Kalk-Mergel-Wechsellagerung sei das Phänomen selten und nur in geringer Tiefe möglich. Ein Kri-

terium, das er zur Unterscheidung von echten Basis-Konglomeraten daran knüpft und das Fossa-Mancini selbst übernimmt, aber nur auf einen Fall anwendet, nämlich die Steinbrüche am Südfuss des Monte Useria, besagt, dass vornehmlich plötzliche seitliche Übergänge zwischen «Pseudokonglomeraten» und Breccien, bzw. breccierten (geaderten) Partien vorhanden sein müssen. Nun enthalten aber die Breccien, die in unserem Gebiet an gewissen Stellen zwischen Hauptdolomit und Rhät aufgeschlossen sind, nur sehr unregelmässig begrenzte, eckige Komponenten; ebenso die Macchia vecchia-Breccie, die wir aber genetisch anders deuten, wie wir noch zeigen werden. Anderseits haben wir in den Transgressionskalken von Viggiù und Brenno echte Konglomeratlagen beobachtet. Die Schichtfolge zwischen dem Hauptdolomit-Grat der Monti Pravello, Orsa und S. Elia, und Arzo, Saltrio und Viggiù zeigt einheitliches S-Fallen oder höchstens sehr flache Wellung. Und schliesslich, dies scheint uns ausschlaggebend, ist nicht einzusehen, wieso überall gerade die Basis des Rhät, bzw. des Lias derart reagiert hätte, wo doch auch innerhalb beider Komplexe genug Horizonte mit Wechsellagerung zwischen Mergel und Kalk, respektive Dolomit vorkommen. Fossa-Mancini widerspricht sich selbst, wenn er die Überschiebung Marianis an der Basis der Kalke von Saltrio zitiert, denn Mergelzwischenlagen sind in diesen Kalken häufig, doch Anzeichen von «autoklastischen» Bildungen fehlen ganz.

Dies alles bezieht sich auf die Gegend westlich ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, ist aber doch unausweichlich mit unseren Problemen verknüpft; umsomehr als Fossa-Mancini seine Ideen auch auf das Gebiet Arzo–Tremona anwendet, allerdings mit Vorbehalt, da er zugegebenermassen das Gebiet nicht aus eigener Begehung kennt (S. 57–61).

Dass er Senn zu wenig kennt oder falsch verstanden hat, geht daraus hervor, dass er seine «Transgressionsfazies» (auf Senns Karte schwarz eingezeichnet) überall kurzerhand mit der «basalen Breccie» identifiziert. Er erwähnt die von Senn beobachteten Diskordanzen und erblickt in den «basalen Breccien» wiederum Mylonite. Damit wäre der Kontakt zu einem tektonischen abgewertet und die Diskordanz wäre bedeutungslos. Gerade der unregelmässige Kontakt, mit den auch von früheren Autoren beschriebenen Taschenfüllungen, scheint ihm für Kontakt-Mylonitisierung zu sprechen.

Die von Senn postulierte, durch Erosion in der rhätischen Emersionsphase angelegte tiefe Rinne, die bis ins Domérien als Fjord weiterbestanden hätte und die anomalen Sedimentationsverhältnisse in der Gegend der Steinbrüche von Arzo erklären soll, wird von Fossa-Mancini mit Recht kritisiert. Die Bildung einer so tiefen und isolierten Schlucht in einem Dolomit-Gebiet scheint ihm unwahrscheinlich. Noch unwahrscheinlicher mutet ihn ihr Fortbestehen während der Transgressionsphase an, vom unteren Lias bis zum Domérien, ohne dass sie ihre steilen Wände eingebüsst hätten.

Zur Deutung der von Senn beobachteten ungewöhnlichen Verhältnisse schlägt er eine andere Möglichkeit vor (S. 59–61): im Anschluss an tiefgreifende karstische Verwitterung im Tertiär oder Quartär wäre das Gebiet in sich zusammengebrochen, und aus den bis dahin einander konkordant überlagernden Anteilen wären die bekannten heterogenen Breccien entstanden. Die Idee ist offensichtlich aus dem Bestreben hervorgegangen, die überall geforderte, ausnahmslose Konkordanz zu retten.

Es mag scheinen, dass wir diese Arbeit, die sich im wesentlichen mit der westlichen Fortsetzung unseres Gebietes beschäftigt, übermässig ausführlich und kritisch diskutiert haben. Wir sahen uns dazu veranlasst wegen der grossen Bedeutung, die hinsichtlich der besprochenen Probleme von gewissen italienischen Geologen heute noch dem Werk beigemessen wird (s. Novarese, 1939). Dies kam mir besonders zum Bewusstsein anlässlich von Diskussionen mit italienischen Doktoranden, die in Senns Gebiet Untersuchungen anstellten. Daraus ging auch die Tendenz hervor, im Anschluss an eine Bemerkung Fossa-Mancinis (S. 61/62) eine italienische Schule, die Konkordanz und keine Transgressionen von einer Schweizerischen, die zwei oder mehr Transgressionen annimmt, zu unterscheiden.

Wir glauben dadurch auch frühzeitig Ballast abgeworfen zu haben und uns das weitere Vorgehen, die Darlegung der Ergebnisse unserer Untersuchungen zu erleichtern. Wir werden deshalb im folgenden Teil im wesentlichen nur auf Senn zurückzugreifen haben.

Teichmüller (1930, p. 385), dessen Synthese über palaeotektonische Bewegungen in den Südalpen eine Pionierleistung darstellt, kritisiert das Modell Frauenfelders und Senns, vor allem die von letzterem angenommene vorjurassische Aufwölbung infolge magmatischer Hebung. Die Diskordanzen zwischen unterem Lias und Hauptdolomit an der Generosa-Bahn würden durch stark tektonisch gestörte Kontakte hinfällig gemacht. Ebenso widerlegt er die von Senn (op. cit., p. 583) angenommene vorjurassische Rinne mit N-Gefälle im Gaggiolo-Tal, in der Lias-Kalk bis auf die Raiblerschichten hinabgreife, da letztere nicht aufgeschlossen sind und Hauptdolomit beidseits deutlich unter die Talsohle taucht.

Eine erste konstruktive Kritik an Senns Konzept und für unsere Untersuchungen bahnbrechende Erkenntnisse publizierte Vonderschmitt (1941, 1953). Im grossen Steinbruch von Arzo (Taf. IV, EFG/11) beschreibt er zentimeter- bis dezimeterbreite, senkrecht stehende gangartige Bänder mit blassroter Echinodermenbreccie, hellroten dichten Kalken und dunkelroten glimmerigen Mergelkalken innerhalb von gebankten, grünlich-gelben, etwas mergeligen Kalken. Diese sedimentären Gänge verlaufen in NNW–SSE-Richtung und lassen sich auf weite Strecken verfolgen. Sie stünden in deutlichem Zusammenhang mit dem Absinken des Generoso-Beckens während des Unterlias. Sie wären dadurch entstanden, dass unverfestigter Sedimentbrei auf Klüften in die unterlagernden Gesteine eindrang, und zwar in mehreren Phasen, wobei die dunkelroten und grauen Mergelkalke als letzte Phase alle übrigen Gesteine gangartig durchsetzten. Diese letzte Phase wird zu den analogen Anteilen der Macchia vecchia in Beziehung gebracht und mit den roten Kalken und Mergeln des Domérien von Arzo verglichen. Die Macchia vecchia wird erstmals als besondere Spielart vom Marmo d'Arzo abgetrennt und gesondert beschrieben und gedeutet. In dieser groben Breccie bilden Hauptdolomit-Fragmente die älteste Komponente. Dazu treten mehrere Typen von jüngeren Grundmassen. Viele Breccienteile haben eine mehrmalige Umlagerung erfahren. Vonderschmitt bezeichnet mit Frauenfelder die Macchia vecchia als Transgressionsbreccie des Unterlias.

Derselbe Autor (in Kuhn-Schnyder & Vonderschmitt, 1954) zeigt innerhalb einer knappen, brillanten Synthese der Kenntnisse über die Geologie des Südtessins eine Reihe von teils schon bearbeiteten, teils zurzeit erforschter, teils

noch hängiger Probleme auf. Unter 5. findet sich die Problemstellung, die der vorliegenden Arbeit zugrunde liegt, präzis formuliert.

Solle (1960, p. 357) beobachtete E und S Lugano im Kieselkalk synsedimentäre, subaquatische Rutschungen. Daraus und aus Beobachtungen anderer Autoren, vor allem Frauenfelders (op. cit.) und Lehners (1952) – besonders die Breccienlagen aus älteren Komponenten innerhalb des Kieselkalks betreffend – schliesst er auf eine synsedimentäre Anlage der Luganerlinie, vom Norien bis zum Lias, innerhalb eines mehrere Kilometer breiten Störungsbündels mit schmalen Gräben, Flexuren und Abschiebungen wechselnden Sinnes. Weitere analoge Störungszonen vermutet er zwischen Luganerschwelle und dem westlich anschliessenden Monte Nudo-Becken.

Trümpy (1960, p. 868/69) behandelt die plötzlichen Fazies-Unterschiede beidseits der Luganer Linie im Rahmen einer Synthese über die paläotektonische Entwicklung der Alpen. Sie sprechen für eine alte Anlage der Luganer Hauptverwerfung und starke Absenkung des E-Flügels in liasischer Zeit. Der westliche Block erfuhr eine Kippung nach Westen, da die liasische Erosion unmittelbar westlich der Verwerfung am stärksten zum Ausdruck kommt. Ich danke Herrn Prof. Trümpy dafür, dass er die vorliegende Arbeit in diesem Zusammenhang der Fachwelt bereits angekündigt hat.

STRATIGRAPHIE

I. VORAUSSETZUNGEN

Exposition der jüngsten Anschauungen und Vorwegnahme der wichtigsten Resultate dieser Arbeit, um die Darstellung der Stratigraphie zu erleichtern

Die stratigraphischen Daten in der umfangreichen älteren Literatur über unser Gebiet geben eigentlich ein recht verwirrendes Bild. Biostratigraphische Schlüsse aufgrund der oft phantastisch reichen Brachiopoden-, Lamellibranchier- und Crinoiden-Fauna führten zu Widersprüchen und zu häufigen Kontroversen. Senn hat als erster diesen Faunen jeden stratigraphischen Wert abgesprochen. (op. cit., p. 574).

Versuche mit konventionellen stratigraphischen Methoden – Gliederung und Darstellung in Profilen, Parallelisation – halfen in den wenigen Fällen, da sie unternommen wurden, nicht weiter; für die Steinbrüche von Saltrio (Taramelli, Parona) scheiterten sie an der allzu lokalen Bedeutung; für die Steinbrüche von Arzo (gleiche Autoren) versagten sie völlig. Denn hier ist die Richtungslosigkeit scheinbar total, kein Horizont geht durch (Frauenfelder op. cit. p. 328).

Ausgehend von der transgressiven Auflagerungsfläche der «Hierlatzkalke» und ihrem extremen Relief in bezug auf den Schichtverband der Serie suchte Frauenfelder nach einer neuen Lösung, der schon erwähnten Rekonstruktion dieser Fläche zur Zeit der Transgression mit Hilfe der Hauptdolomit-Mächtigkeiten. Die Methode erscheint zunächst als solche elegant, so dass sie auch von Senn in ihren Grundzügen übernommen wurde, wie wir schon dargelegt haben.

Eine Kritik an SENNS Konzept wird sich vor allem damit zu befassen haben, ob die daran geknüpften Vorbedingungen, nämlich Isochronie und ursprünglich ebene Lage der als Bezugshorizont verwendeten Grenze Kieselkalk/Domérien sowie Fehlen von tektonischen Verstellungen während der gesamten Zeit der Transgression, tatsächlich erfüllt sind. Vorderhand sei darauf hingewiesen, dass in unserem Gebiet SENNS Verfahren auf einige Schwierigkeiten stösst: wenn man auf den Abschnitt seiner Karte E Arzo blickt, fällt die Seltenheit an ohnehin stark begrenzten Aufschlüssen des Domérien auf. Eines der wenigen Vorkommen in den Steinbrüchen von Arzo kommt überdies in «übertieftem Niveau» vor und nötigt ihn, zwei eher abwegige Deutungsmöglichkeiten zu geben (p. 584-585). Auch der Kontakt Raiblerschichten/Hauptdolomit ist bei weitem nicht so gut aufgeschlossen wie es SENN auf seiner Karte einzeichnet.

Äusserst genaue neuere topographische Karten – auf photogrammetrischer Grundlage im Maßstab 1:5000 für verschiedene Südtessiner Gemeinden erstellte Blätter – gaben eine unentbehrliche, ideale Grundlage für die detaillierte Kartierung dieses Gebietes. Für zwei Abschnitte, wo es die Kompliziertheit der Verhältnisse oder die Darstellung eines Profils aus vielen, unübersichtlichen Aufschlüssen erforderten (die Steinbrüche von Arzo bzw. das Rhät von S. Agata) erstellten wir Pläne im Maßstab 1:1000, mit Hilfe von Meßstisch und Polygonzügen.

Von grösstem Wert für die Revision der früheren Darstellungen waren für uns auch die zahlreichen Fossilien, die von PEYER, VONDERSCHMITT und ihren Mitarbeitern[4]) während ihrer so verdienstvollen Tätigkeit im Mendrisiotto unermüdlich gesammelt wurden, vornehmlich die Ammoniten. Von besonderem Interesse sind die Exemplare aus dem Broccatello, waren doch Cephalopoden aus diesem Gestein bis heute – ausser dem *Aegoceras bispinatum* MARIANIS und den nicht näher bestimmbaren Arieten MERIANS und MARIANIS – unbekannt.

Die neue Kartierung und die Bearbeitung des Fossilmaterials brachten wesentliche Änderungen gegenüber SENNS Auffassung. Zugleich hat sich der Sachverhalt bedeutend kompliziert. Um die nachfolgenden Ausführungen klarer gestalten zu können, seien deshalb die wichtigsten Resultate unserer Studien vorweggenommen.

1. Das gesamte Gebiet ist durch eine äusserst intensive syngenetische Bruchschollen-Tektonik charakterisiert. Die Richtung der Brüche folgt im allgemeinen der Luganer Linie. Die durch die Kartierung geförderte Evidenz deutet darauf hin, dass diese Bewegungen, angefangen im Rhät, möglicherweise schon im Norien, bis zum Domérien anhielten. Wo sie submarin stattfanden, haben sie die Sedimentation zwangsläufig beeinflusst. Auch in gewissen Unregelmässigkeiten der Diagenese schon verfestigter Sedimente, die sich im Gefüge noch deutlich ablesen lassen, haben sie sich abgezeichnet.

Im Gefolge dieser mehrphasigen Dehnungstektonik entstand ein komplexes Mosaik von meist gekippten Schollen, die sowohl transversales wie Bruch-paralleles Einfallen aufweisen können. Die einzelnen Elemente sind in bezug auf benachbarte oft mehrmals auf und ab bewegt worden.

Die Beanspruchung durch Zerrung äussert sich auch in komplexen Rupturnetzen, die oft schon bestehende Verwerfungen einbeziehen. Dabei wurden die

[4]) Arbeitsgemeinschaft, unterstützt durch die *Fritz Hoffmann-La Roche-Stiftung zur Förderung wissenschaftlicher Arbeitsgemeinschaften in der Schweiz.*

klaffenden Hohlräume unmittelbar durch überlagerndes, in fast allen Fällen unverfestigtes Sediment und durch Trümmer der tektonisch-rupturell beanspruchten Gesteine gefüllt. Schichtparallele Gleitbewegungen (Schweregleitung), besonders auf dem Dach der Raibler Schichten, dürften für die «Intrusions-Systeme» mitverantwortlich sein; sie werden in kleineren Bereichen, innerhalb von Hauptdolomit und Rhät, durch Lagergänge dokumentiert.

Im unteren Rhät sowie zwischen oberem Rhät und unterem Lias zeichnen sich in einem weiteren Raum, auch im Varesotto, ruhige Perioden der Emersion und Einebnung ab.

2. Ablagerungen des oberen Rhät kommen im gesamten Gebiet vor. Sie sind in äusserst wechselnder Mächtigkeit auf die verschiedenen Schollen verteilt. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 0 und 70 m. Ihre Auflagerung auf den norischen Hauptdolomit – dessen Mächtigkeit ebenfalls von Scholle zu Scholle wechselt – erfolgt transgressiv. Sie sind denen des Campo dei Fiori (vgl. LEUZINGER, 1926) und von Frascarolo (vgl. SENN op. cit.) hinsichtlich Alter und Fazies analog.

3. Der Broccatello (unterer Lias) ist unseres Erachtens keine Transgressionsbildung, sondern eine selbständige, biohermale Ablagerung, die für die Luganer Schwelle charakteristisch ist. Seine Auflagerung ist wahrscheinlich immer durch eine Schichtlücke gekennzeichnet. Hinsichtlich Verteilung auf die Bruchschollen und im flächenmässigen Umfang der Aufschlüsse verhält er sich im allgemeinen dem Rhät analog. Allerdings kann seine Mächtigkeit grössere Werte erreichen: sie schwankt zwischen 0 und 150 m. Entsprechend seiner Verteilung auf die instabilen, syngenetisch bewegten Bruchschollen und den durch ihre Kippung hervorgerufenen Diskordanzen schwanken die chronostratigraphischen Abschnitte, die er innerhalb des gesamten, durch Ammoniten belegten unteren Lias vertritt, von Ort zu Ort. Interne Schichtlücken und kondensierte Horizonte vervollständigen das Bild.

4. Der mittlere Lias zeigt noch sehr ausgesprochene Heteropien. Er gliedert sich in 3 Faziestypen:

a) Kieselkalk. Seine basalen Teile gehören allerdings E Tremona noch zum unteren Lias (im wesentlichen Lotharingien). Sein Dach ist nirgends aufgeschlossen. Er eignet sich, wie im Generoso-Gebiet, nicht zur Gliederung. Doch die Entwicklung der Serie im Hangenden an der SE-Ecke des Gebietes, bei Monte Oliveto und das Domeriano-Vorkommen S Tremona sprechen für die Vertretung auch des gesamten Pliensbachien[5]).

b) Besazio-Kalk. Diese Bezeichnung wird hier erstmals eingeführt (s. L.S.I., Schweiz, Südalpin). Sie bezieht sich auf vereinzelte, meist durch Verwerfungen

[5]) Erst nachdem die vorliegende Arbeit schon druckreif vorlag erhielt ich Einblick in die *Recommandations de la Commission de Stratigraphie du Congres Géologique International, Colloque du Jurassique*, Luxembourg 1962. Die von mir verwendete Stufeneinteilung weicht einigermassen von der vom Kongress empfohlenen ab. Um mögliche Unklarheiten zu vermeiden seien hier die abweichenden Stufen zueinander in Beziehung gesetzt:

In dieser Arbeit verwendete Stufen:	Vom Kongress empfohlene Stufen (Unterstufen):
Domérien	Oberes Pliensbachien (Domérien)
Pliensbachien	Unteres Pliensbachien (Carixien)
Lotharingien	Oberes Sinémurien (Lotharingien)
Sinémurien	Unteres Sinémurien

begrenzte Vorkommen massiger roter Kalke von sehr geringer Mächtigkeit und Ausdehnung. Die Aufschlüsse beschränken sich im wesentlichen auf die Scholle Besazio–Cave d'Arzo. Die Bezeichnung wenden wir auch auf vereinzelte Vorkommen in der Alta Brianza an, vor allem auf den Sasso Bicicola bei Suello. Der Besazio-Kalk gehört dem gesamten mittleren Lias an, er vertritt also Pliensbachien und Domérien.

c) Mergelkalke des Domérien. Sie beschränken sich ebenfalls auf wenige Aufschlüsse: Bei der Wegabzweigung nach S. Rocco E Arzo (P. 508); in den Steinbrüchen von Arzo, 100 m NNW der Fornace und unmittelbar S Tremona.

Die oberen Teile des Besazio-Kalkes gehen oft seitlich in die gebankten Mergelkalke über. Die Übergänge sind durch Breccien und Pseudokonglomerate gekennzeichnet.

5. Die liasischen Ammonitenfaunen sind autochthon, es gibt keine aufgearbeiteten Exemplare. Wo die Faunen besonders individuen- und artenreich sind – in den Cave di Saltrio, bei P. 508 E Arzo und im Besazio-Kalk – sind ihr Erhaltungszustand und sedimentpetrographische Befunde bezeichnend für kondensierte Sedimentation.

So wertvoll Ammoniten für stratigraphische Zwecke sein können, ihre Bedeutung bleibt hier in den meisten Fällen lokal, wie aus den unter Nr. 1 knapp erläuterten Punkten hervorgeht. Sie beschränkt sich auf die engen Schollen.

6. Die weitverbreiteten Vorkommen von groben und äusserst heterogenen Breccien sind unseres Erachtens in den meisten Fällen keine basalen Transgressionsbildungen, sondern im Zusammenhang mit den unter 1. angedeuteten synchronen tektonischen Vorgängen entstandene Gesteine. Dafür spricht in erster Linie ihr Auftreten in Bruchspalten und engen, scharf begrenzten Gräben, sowie ihre oft sehr komplexe Zusammensetzung aus Trümmern des Gesteins der Unterlage und mehreren Phasen der überlagernden Sedimente.

Schon die gegenseitige Durchdringung dieser verschiedenen intrudierten[6]) Phasen lässt im allgemeinen eine relative chronologische Folge erkennen. In den seltensten Fällen erlauben darin aufgefundene Ammoniten genauere Angaben. Doch mit Hilfe lithologischer Vergleiche zu überlagernden oder benachbarten, zusammenhängenden Gesteinspartien lässt sich oft eine Datierung bewerkstelligen.

Das konventionelle stratigraphische Kriterium des Synchronismus in horizontalem Sinn weicht oft einem solchen in vertikaler, gravitativer Dimension. Wo sich submarin tektonische Dehnungs-Phänomene ereigneten, mit nachfolgender «gravitativer Intrusion», drängt sich uns die petrographische Terminologie auf, um gewisse Erscheinungen zu beschreiben.

Wir werden zunächst den Versuch einer Synthese der in einem weiteren Rahmen gültigen stratigraphischen Daten über die Sedimente zwischen Hauptdolomit und Domérien in unserem Gebiet unternehmen, ohne die syngenetisch-tektonischen Anomalien vorderhand zu berücksichtigen. Diese sollen anschliessend, Punkt für Punkt, nach Möglichkeit anhand Senns Darstellung, behandelt werden.

[6]) Zur Terminologie und Mechanik der sedimentären Intrusion verweisen wir auf Laubscher, 1961, p. 289, Fussnote 2), die sich auch auf unsere Fälle vorbehaltlos anwenden lässt.

II. HAUPTDOLOMIT

Die Behandlung des Hauptdolomits ist bei Frauenfelder, Senn, Leuzinger (op. cit.), Van Houten, 1929, und Lehner, 1952, eher knapp gehalten. Als uniforme, monotone Serie massiger Dolomite brachte sie es in der Literatur selten über generalisierende lithologische oder gar mikrofazielle Beschreibungen. Unser Gebiet betreffende lokale Eigentümlichkeiten gibt nur Frauenfelder (op. cit., p. 300–301), indem er auf brecciöse Lagen unter dem Kontakt mit dem Lias, nördlich und östlich von Tremona, hinweist und zonierte Bänke aus den basalen Partien erwähnt.

Senn (op. cit., p. 569) beschreibt einen besonders eigentümlichen Hauptdolomit vom Hügel von Stabio, der «silexähnliche Einschlüsse» enthält, die er als tektonisch eingepresste Partien des hangenden Kieselkalkes deutet. Wir rechnen dieses Gestein, das den grössten Anteil des Kapellenhügels bildet, zum Rhät und werden später darauf zurückkommen.

Mariani und Frauenfelder (op. cit.) zitieren einige Fossilien aus dem Gebiet von Tremona, Arzo und Saltrio, die von Senn übernommen werden. Als «neue» Fundstelle gibt Senn eine Bank voller Steinkerne von *Megalodon* an der Militärstrasse Viggiù–Monte Orsa an. Sie dürfte identisch sein mit dem von Taramelli (1920, p. 48) beschriebenen und zum Rhät (Conchodon-Dolomit) gestellten Vorkommen.

Hinsichtlich der neotriasischen Megalodontiden herrscht in der älteren, aber auch in der nicht spezialisierten (regionalen) neueren Literatur meist eine bedenkliche Konfusion. Kutassy (1933, vgl. auch Chiesa, 1949) hat gezeigt, dass im Rhät des Campo dei Fiori die meisten Formen noch zu *Megalodon* gehören, *Conchodon* hingegen sehr selten auftritt. Es scheint deshalb wahrscheinlich, dass die meisten von Senn, Leuzinger und anderen aus dem Rhät zitierten «*Conchodon*» zum Genus *Megalodon* gehören. Noch fragwürdiger erscheinen die von Fossa-Mancini lediglich als Querschnitte im Gestein beobachteten und bedenkenlos zu *Conchodon* gestellten Formen (op. cit., p. 49, 64).

Megalodontiden kommen in unserem Gebiet häufig vor; aus dem Rhät sind uns jedoch keine bekannt.

Die Erhaltungsweise ist, auch für die anderen, kleineren Fossilien, charakteristisch: es sind immer nur Steinkerne. Der ursprünglich von der Schale eingenommene Raum ist entweder hohl, oder teilweise bis ganz mit grobem, verzahnten Kristallen einer späteren Dolomitisationsphase ausgekleidet. In Partien, die sich nahe unter dem Kontakt mit Rhät oder Lias, oder in unmittelbarer Nähe von tektonischen Linien befinden, erscheint der Schalen-Hohlraum auch durch jüngeres Sediment ausgefüllt. Gerade in solchen Fällen gelingt es einigermassen leicht, die Exemplare zu isolieren, wobei in besonderen Glücksfällen das den Schalen-Hohlraum ausfüllende Sediment am Steinkern haften bleibt, und die Schalenoberfläche sichtbar wird.

Tektonisch isolierte Vorkommen von Hauptdolomit können, wie Frauenfelder (op. cit. p. 300) angibt, von den Salvatore-Dolomiten kaum unterschieden werden. Doch soll die Unterscheidung von rhätischen Dolomiten leicht fallen. Immerhin kommen in unserem Gebiet und weiter westlich oft ziemlich mächtige

Partien rhätischer Dolomite vor, die gewissen Bänken des Hauptdolomits ausserordentlich ähnlich sehen. Es sind massige, graue, mittelkörnige «Allerweltsdolomite», wie sie vom gleichen Habitus auch in der mittleren Trias vorkommen. Doch dank der im Rhät vorherrschenden ausserordentlichen Variabilität in horizontalem Sinne und der reichen lithologischen Gliederung in allen Profilen bleiben unentschiedene Fälle selten. Anderseits erscheinen im Hauptdolomit über seine gesamte Mächtigkeit immer wieder charakteristische, fein gebänderte Bänke, die wir überall zwischen Luganer- und Langensee beobachtet haben. Sie sind identisch mit dem von Fossa-Mancini beschriebenen und ins untere Rhät gestellten «calcare dolomitico grigio-chiaro a testate fittamente zonate» (op. cit. p. 66–67). Ihr Verhältnis zu den massigen, oft Megalodonten führenden Bänken erinnert an die von Sander (1936) beschriebenen m-Rhythmite des Dachsteindolomites; allerdings mit dem Unterschied, dass unsere feinschichtigen Bänke in der Regel wesentlich mächtiger – in der m-Grössenordnung – auftreten als die analogen, im dm-Bereich sich bewegenden «Zwischenschichten» Sanders.

Die Anschliffe zeigen grösste Übereinstimmung mit Sanders Beispielen aus Valle Fonda in den Dolomiten: meist sind es mm-Rhythmite mit weissen bis hellbeigen, dichten oder fein-kavernösen, biogen angelagerten Krusten (Algen?) mit wechselnden Anteilen an Organodetritus als weitaus vorherrschende Komponente; ferner – stark zurücktretend – mechanisch oft an diskordante Flächen angelagerte pelitische Lagen; belteropore Dolomitspatisation entlang Schichtfugen, in den durch häufige frühdiagenetische Kräuselung der biogen angelagerten Krusten geschaffenen Hohlräumen sowie in den Kleinhöhlen; selten geopetales pelitisches D_2. Die Dolomitspatisation erfolgte oft in mehreren Schüben, in einem Beispiel (im Dünnschliff) deutlich durch geopetales D_2 getrennt. Die restlichen Lumina sind oft durch Kalkspatisation erfüllt, dies jedoch wahrscheinlich in Zusammenhang mit spätdiagenetischer Kalkspatisation entlang scharfen Rupturnetzen. Auch arhythmische, hauptsächlich aus hellem, biogen angelagertem, «käsig-kavernösem» Material bestehende Typen, mit zonar entlang ss oder auch eher regellos verteilten dolomitspatisierten Kleinhöhlen, kommen vor (Cava Galfetti (Taf. IV, L/10), basale Partien).

Bei der Färbung der Anschliffe nach Friedman (1959) erwies sich, dass die biogen angelagerten Partien sehr oft nicht rein dolomitisch sind, sondern aus hoch magnesiumhaltigem Calcit bestehen. In den mm-Rhythmiten zeigt sich demnach durch Färbung mit Hämatoxylin oft eine weitere Gliederung in ungefärbte, rein dolomitische und gefärbte (auch durch Dolomit-spezifische Farbstoffe, wie Titangelb), aus Mg-haltigem Calcit bestehende Feinschichten.

Inhomogenitätsbreccien im Sinne Sanders wurden ebenfalls beobachtet, vor allem im Dach mm-rhythmischer Lagen, am Kontakt mit den massigen Bänken.

Seltener sind psammitische Bänke: feinbrecciös, z. B. bei der Hemden- und Limonade-Fabrik Carri in Arzo, oder pseudo-oolithisch, z. B. NW Fatt (718330/081530) oder am Kontakt mit dem Lias, am N-Ende der Steinbrüche von Saltrio. Im letzten Fall zeigen sich gut gerundete, mittelkörnige Dolomit-Komponenten, umgeben und verkittet von biogen angelagertem, weissem, dichtem Dolomit oder hoch Mg-haltigem Calcit und dolomitspatisierte Zwickel.

So interessant und lohnend ein detailliertes lithologisches und gefügekundliches Studium dieser Formation sein würde, unsere Problemstellung interessiert eigentlich nur das Gestein als gesamte, fertig gefügte Masse, als Substrat und Ausgangsprodukt der nachfolgenden eigentümlichen Bildungen und Prozesse, als Maßstab für die anschliessende intensive tektonische Beanspruchung.

Dass wir den mm-Rhythmiten besondere Aufmerksamkeit geschenkt haben, liegt daran, dass sie vor allem im Feld – durch die Verwitterung akzentuiert hervortretend und m-rhythmisch immer wieder erscheinend – ein zuverlässiges diagnostisches Kriterium abgeben.

III. RHÄT

Auf der «tektonischen Karte des Gebietes zwischen Lugano und Como» 1:100000 von VONDERSCHMITT (in KUHN-SCHNYDER und VONDERSCHMITT, 1954) ist S Tremona ein kleines Vorkommen von Rhät eingezeichnet, ohne dass im Text darauf Bezug genommen wird. Es ist das erste Mal in der neueren Literatur, dass Ablagerungen des Rhät in diesem Gebiet angenommen werden, nachdem sie FRAUENFELDER vollständig negiert hatte.

Die Aufschlüsse am südlichen Abhang des Hügels von S. Agata sind verzettelt und unübersichtlich, doch nicht zu übersehen. Dennoch sind sie so lange unbeachtet oder nicht richtig interpretiert geblieben. FRAUENFELDER spricht anlässlich der Behandlung der Hierlatzfazies des Sinémurien (op. cit. p. 326) beiläufig von ausgezeichneten Oolithen und von einem gelben Tonlager als «eigentümliche Einlagerung».

SENN rechnet sie auf seiner Karte offensichtlich zur Transgressionsfazies des Lias, ohne im Text darauf einzugehen. Ein Handstück eines mergeligen hellen Dolomits von dieser Lokalität in seiner Belegsammlung (im Naturhistorischen Museum in Basel) trägt die Bezeichnung «Pliensbachien?». Dabei zeigen die kreidigen, fast weissen Oolithe, mit auf angewitterten Flächen wie im frischen Bruch im Relief hervortretenden Ooiden, gut aufgeschlossen in einem kleinen, verwachsenen Steinbruch (718080)/081855), frappante lithologische und mikrofazielle Übereinstimmung mit analogen Gesteinen am Campo dei Fiori und bei Frascarolo (Induno). Sie gehören zu den charakteristischsten und im Feld diagnostisch zuverlässigsten lithologischen Typen für das Gebiet zwischen Mendrisio und Campo dei Fiori.

Ein erstes Studium dieses Profils und Vergleiche mit anderen Rhät-Vorkommen überzeugten uns von seiner typisierenden Bedeutung, sei es durch die Gliederung in eine Vielfalt von lithologischen Typen, sei es durch seine vergleichsweise ausserordentliche Mächtigkeit. Um die unzusammenhängenden, unübersichtlichen kleinen Aufschlüsse zu einem möglichst vollständigen Profil zu fügen, waren einige Hilfsmittel nötig: zunächst wurde eine topographische Skizze 1:1000 mit Hilfe des Messtisches angefertigt, worauf sämtliche Aufschlüsse eingetragen wurden[7]) (Fig. 2). Dann zeichneten wir Profile und eine Strukturkarte

[7]) Im Friedhof konnten wir bei besonderer Gelegenheit Rhät beobachten: Im Grab der Witwe Isolina Pollini, † 1960, (gegen die SW-Ecke) stehen unter ca. 1 m Humus und Moräne gelblich-grünliche Mergel an (auf Fig. 2 nicht eingezeichnet).

auf einen fiktiven Horizont, mit Hilfe der Fallzeichen, um ein Bild von der tektonischen Deformation zu erhalten. Aus der Korrelation der verschiedenen Aufschlüsse auf dieser Grundlage – durch die Vielfalt an lithologischen Typen wesentlich erleichtert – ergab sich ein stratigraphisches Profil, das zwar noch einige Lücken enthält, doch auf ca. 70 m Mächtigkeit eine recht ansehnliche, reichhaltige Folge vereint.

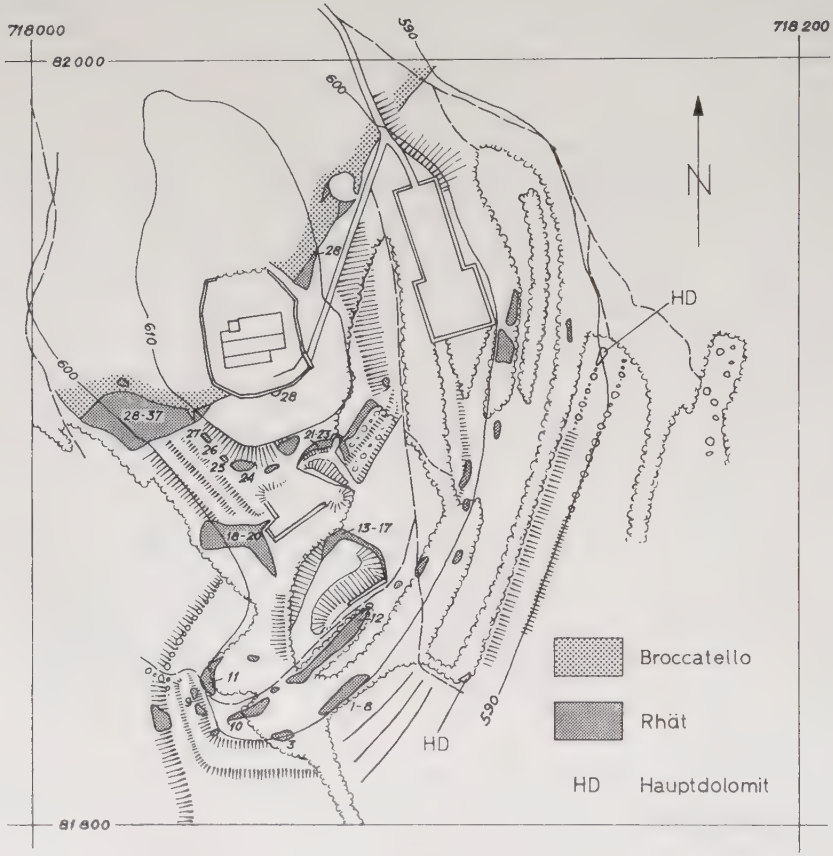
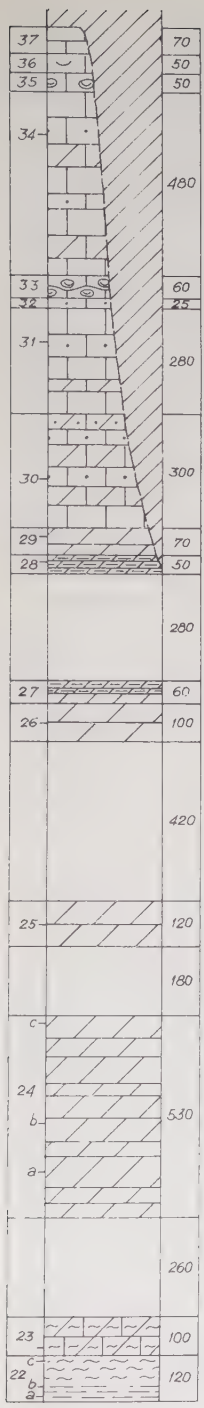


Fig. 2. Geologische Kartenskizze der Rhät-Aufschlüsse von S. Agata, 1:2000. Die Nummern beziehen sich auf das Profil (Fig. 3)

Die Basis, der Kontakt mit dem Hauptdolomit, ist nicht aufgeschlossen, doch dürften nur einige Meter fehlen. Das Dach ist durch eine stark diskordante Auflagerungsfläche des Lias gekennzeichnet.

Die folgende Darstellung enthält zunächst eine generelle, feldgeologisch-lithologische Charakterisierung. Anhand der beigefügten Nummern werden dann eingehendere mikrofazielle und gefügekundliche Beschreibungen anhand von Anschliffen und Dünnschliffen gegeben.

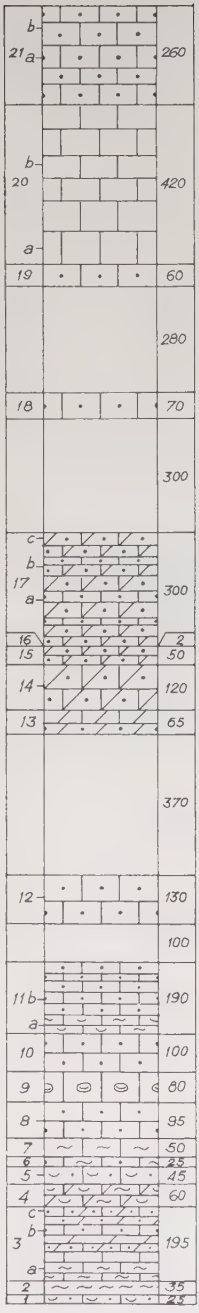


A. Das Rhät-Profil bei S. Agata

Massiger, hell-grünlicher bis -grauer Broccatello, voll von regellos verteilten Molluskenschalen und Crinoidentrümmern, mit diskordanter Fläche auflagernd, die NE S. Agata bis auf Schicht Nr. 28 hinabreicht.

37. Dichter, hellbeiger Kalk.
36. Bunter Kalk, erfüllt von Bivalvenschalen mit dünnen, dichten Kalk-Krusten.
35. Zum Teil oolithischer Kalk. Bivalvenschalen mit teilweise ziemlich dicken Kalk-Krusten («Mumien»).
34. Feinkörniger bis dichter, hellgrauer bis hellbeiger massiger Kalk, stellenweise regellos und undeutlich oolithisch. ± dolomitische Lagen.
33. Knaueriger, teilweise mergeliger, grünlich-gelblicher Mumienkalk.
32. Hell-beiger dichter Kalk, oben 5 cm fein-oolithisch, darunter 20 cm Lumachelle mit dicht-kalkig verkrusteten Schalen.
31. Wie 34.
30. Massiger, fein- bis zuckerkörniger heller Kalk, in verwittertem Zustand z. T. fein gestreift. ± feinklastisch (oolithisch?).
29. Hellgrauer bis gelblicher, fein- bis zuckerkörniger Dolomit mit oolithischen Nestern.
28. Feinschichtiger, grauer bis gelblicher Dolomit, unten Feinschichtung undeutlich.
27. Dolomit, oben unregelmässig feinschichtig (Feinschichtung teilweise brecciert und verwischt (Inhomogenitätsbreccien), mit roten mergeligen Adern; unten plattig, leicht kreidig, grünlich bis gelblich.
26. Brecciöser, harter Dolomit mit unregelmässigen hell-grün bis -gelblichen mergeligen Adern.
25. Feinkörniger, hellgrauer, massiger Dolomit, teilweise leicht kreidig.
24. Feinkörniger, hellgrauer Dolomit, an der Basis teilweise gelblich.
23. Hellgrauer, kreidiger dolomitischer Kalk.
22. Hell-gelbe und -grünliche kalkige Mergel, unten laminiert, oben massig.

Fig. 3b. Stratigraphisches Profil des Rhäts von S. Agata. 1:200. Links Schichtnummern, rechts Mächtigkeiten in cm.



21. Massige, beige, kompakte Kalke, unregelmässig und oft undeutlich oolithisch mit dicht-kalkig verkrusteten Bivalven-Schalentrümmern. Im Dach *Thecosmilia clathrata* (Emmr.) häufig.
20. Dichter, massiger, muschelig brechender, kantendurchscheinender grau-beiger Kalk.
19. Dichter, feinoolithischer Kalk mit dicht-kalkig verkrusteten, teilweise sehr dicken Bivalvenschalen mit noch erhaltener prismatischer Struktur (Megalodontiden?).
18. Grünlich-gelber oolithischer Kalk mit dicht kalkig verkrusteten Bivalvenschalen.
17. Beige bis gelblich-weisse dolomitische Oolithe, knauerig und kreuzschichtig, mit Bivalven. Ooide in der Grösse schwankend, oft unregelmässig dicht verteilt.
16. Gelbe Mergellage.
15. Wie 17.
14. Beiger, oolithischer dolomitischer Kalk, massig. Bivalvenschalen mit dichten Krusten.
13. Beiger dolomitischer Oolith mit diskordanten Lagen von hellem, dichtem dolomitischem Kalk.
12. Massiger oolithischer Kalk mit Erz-Einschlüssen. Ooide oft mit grünem Kern.
11. Feinklastischer oolithischer Kalkarenit mit Bivalven und Gastropoden, oben Alternanz mit oolithischen und dichten homogenen Partien, unten mit mergeligen Lumachellen.
10. Massiger, gelber bis grünlicher oolithischer Kalk mit Erz-Einschlüssen.
9. Grünlicher bis gelblicher Mumienkalk (Bivalvenschalen im Kern).
8. Feinoolithischer, hellgrauer Kalk.
7. Hellgrauer, mergeliger Kalk.
6. Mergeliger Kalk mit isolierten grünen Ooiden.
5. Dichter, grünlicher, feinoolithischer Kalk mit dicht-kalkig verkrusteten Bivalvenschalen.
4. Mergeliger dolomitischer Kalk mit Lumachellen.
3. Unten gelblich-grünliche Mergelkalke, gegen Mitte übergehend in helle, kreidige, ± dolomitische Kalke, nesterweise mit schlecht sichtbaren feinen Ooiden. Im Streichen nach SW übergehend in feinoolithische Kalke.
2. Gelbe und grüne Mergel, nach oben kalkiger werdend.
1. Vorwiegend grüner, kompakter Kalk mit feinen bis mittleren Ooiden, dicht-kalkig verkrusteten Bivalvenschalen, kleinen Gastropoden und Pyrit-Einschlüssen.

Fig. 3a. Stratigraphisches Profil des Rhäts von S. Agata. 1:200. Links Schichtnummern, rechts Mächtigkeiten in cm.

1. Mikrofazielle und gefügekundliche Beschreibung des Profils

anhand von Dünnschliffen, die mit Haematoxylin (Calcit-spezifisch) und von Anschliffen, die mit Titangelb (Dolomit-spezifisch) gefärbt wurden (nach FRIEDMANN, 1959).

1. Kalkiger Spergenit[8]) mit vereinzelten metasomatischen Dolomit-Rhomboederchen. Matrix im allgemeinen pelitisch (0,005–0,01), stellenweise durch verzahnte Kristall-Gruppen (0,05–0,2) ersetzt. Lagenweise gehäufter Detritus: seltener Gastropoden, häufig Schalentrümmer von Bivalven. Diese sind meist verbogen und deformiert, korrodiert. Die ursprüngliche Prismen-Struktur ist selten erhalten, in den meisten Fällen wurde sie durch der Matrix analogen Calcit ersetzt. Sie sind fast immer durch einen dichten kalzitischen Saum umgeben (Cyanophyceen ?), darüber oft durch einen radial struierten, oolithischen Saum. Daneben kommen häufig Ooide vor (⌀ um 0,5) mit radial struierten Lagen und wechselnden Anteilen von dichten Lagen (Cyanophyceen ?), oft exzentrisch oder länglich. Ferner Cyanophyceen-Knöllchen, Erzpartikel.

Im Anschliff zeigt sich Alternanz von stärker dolomitisierten, erzreichen Lagen mit grünen Körnern und unregelmässig-diffuser Grün-Färbung (Glaukonit) sowie hohem Gehalt an Organodetritus und Ooiden, mit reinen kalkigen, Detritus-armen Lagen.

Die verbogenen Bivalvenschalen-Trümmer mit ihren hellen, dichten Säumen, täuschen im Anschliff und im Handstück Röhrchen oder feine Schläuche vor, denn gewöhnlich ist der das Lumen füllende Calcit von dem der Matrix auch im Dünnschliff hinsichtlich Gefüge nicht zu unterscheiden.

2a. Calcimetrie[9]):	Calcit	24,9%
	Dolomit	32,2%
	Gesamtkarbonat	57,1%
	Ton, Quarz, Limonit, Glaukonit .	42,9%

Schlammrückstand: Vorwiegend mikrokristalline, detritische Karbonatpartikel, häufig mit Limonit-Einschlüssen; detritischer Quarz, Glaukonit, grössere Limonit-Körner. Viele Schalentrümmer von Bivalven, seltener Gastropoden.

2b. Calcimetrie:	Calcit	71,4%
	Dolomit	16,0%
	Gesamtkarbonat	87,4%
	Ton, Quarz, Limonit, Glaukonit .	12,6%

Schlammrückstand: wie 2a, Ton-Anteil tritt zurück.

3a. Feinkörniger, kreidiger Dolomit. Vorwiegend pelitisches Material (0,002–0,005), stellenweise leicht kalkig: Calcit erscheint dann diffus-fleckig konzentriert, es entsteht der Eindruck eines scheckigen, «koagulierten» Gefüges. Ziemlich regelmässig verteilen sich wenig gröbere Dolomit-Kristalle (um 0,02), manchmal treten sie in dünnen Lagen gehäuft über diskordanten, wohl durch Stylolithen akzentuierten Flächen auf (graded bedding ?).

3b. Dolomitisierte Ooide (⌀ 0,2–0,3) – ursprüngliche konzentrische Struktur manchmal noch andeutungsweise sichtbar, Korngrösse der Dolomit-Romboederchen (stellenweise verzahntes Gefüge) um 0,01 – und im allgemeinen kleinere, in der Regel schlechter gerundete detritische Dolomit-Partikel von feinerem Korn (0,002–0,005) in kalzitischer Grundmasse (0,1–0,5).

Das kalkarenitische Gefüge ist diffus-wolkig dolomitisiert und verwischt, indem einzelne metasomatische Dolomit-Rhomboederchen von derselben Grössenordnung wie die der Ooide in der Grundmasse überhandnehmen, bis die Ooide konturlos aneinanderwachsen. Im homogenen Dolomit-Gefüge sind zuletzt nur noch die detritischen Partikel undeutlich erkennbar.

Brecciierung des ganzen Gefüges, mit geopetalem Resediment, calcitisch-dolomitisch gemischt (0,002–0,005), durchwachsen von spätigem Dolomit (0,02–0,1), restliche Lumina kalkspatisiert.

Ungefähr 3b entsprechendes Niveau, ca. 25 m SW: pseudoolithischer Kalkarenit. Gerundete detritische Partikel (⌀ 0,1–0,3) mit undeutlichen Konturen, meist calcitisch-dolomitisch ge-

[8]) Der Ausdruck «Spergenit» bezeichnet nach PETTIJOHN quarzfreie Kalkarenite, die bioklastische Komponenten und Ooide enthalten.

[9]) Komplexometrische Titration nach Prof. SCHWARZENBACH.

mischt (dichtere, besser konturierte, Korngrösse 0,005–0,01, und gröber körnige, undeutlich konturierte, Korngrösse 0,01–0,02) in calcitischer Grundmasse aus verzahnten Kristallen, 0,02–0,05, die in die gröber körnigen Pseudooide hineinwachsen. Weniger häufig treten kryptokristalline calcitische Knöllchen auf (⌀ 2–5 mm, Cyanophyceen?). Als Grundmasse fungiert manchmal in Schlieren und Flecken feinkörniges (0,005) calcitisches Material (Cyanophyceen?), mit regelmässig verstreuten Dolomit-Rhomboederchen (0,05). Sie enthält dieselben dolomitischen detritischen Partikel wie die spätige Matrix, doch deutlicher konturiert. Gelegentlich Foraminiferen.

3c. Sehr ähnlich wie 3b, mit dem Unterschied, dass hier die stärker dolomitisierten Stellen, wo das kalkarenitische Gefüge weitgehend verwischt erscheint, nach 1–2 cm messen, weniger diffus begrenzt erscheinen und von grösseren Partien mit gut sichtbarer kalkarenitischer Textur umgeben sind, während in 3b die pseudoolithischen Inseln nach 2–3 mm messen und sich die homogeneren, dolomitisierten Stellen in derselben Grössenordnung bewegen. Foraminiferen sind häufig.

4. Knöllchen, Schlieren und unregelmässig begrenzte Partikel von Cyanophyceen und Nubekulariden; Bivalvenschalen und deren Trümmer, manchmal von Cyanophyceen umkrustet; Pseudooide, dolomitisch-kalkig gemischt (0,002–0,01, in einigen konzentrisch-oolithische Struktur noch andeutungsweise sichtbar), meist von kryptokristallinen, biogen angelagerten Krusten (Cyanophyceen?) umgeben, korrodiert und durchdrungen. Diese Komponenten liegen unregelmässig-schlierig gehäuft in einer pelitischen Grundmasse, aus Calcit und Dolomit in stark wechselnden Anteilen gemischt (0,002–0,01), zudem oft und in wechselnder Konzentration Dolomit-Rhomboederchen enthaltend (0,02–0,03). Vereinzelte Foraminiferen, Vererzungen.

5. Ähnlich wie 1, doch treten die Ooide stark zurück gegenüber den Bivalvenschalen, die hier weit weniger deformiert und nicht so zertrümmert erscheinen. Matrix und meist auch Schalen sind fast völlig kalkspatisiert. Pelitische Restanteile in Grundmasse, Schalenausfüllung und detritischen Partikeln treten stark zurück.

Cyanophyceen-Knöllchen scheinen im Dünnschliff (Hämatoxylin-Färbung) vorwiegend kalkig zu sein, gelegentlich mit Dolomit-Rhomboederchen (0,01–0,02). Im Anschliff erscheinen sie jedoch durch Titangelb intensiv gefärbt. Es handelt sich demnach um hoch Mg-haltigen Calcit. Gelegentlich finden sich Foraminiferen, Glaukonitkörner. Im Anschliff ist stellenweise Grün-Färbung (durch Glaukonit) sichtbar.

6. Unregelmässig häufig verteilter, schlecht konturierter, völlig kalkspatisierter Organodetritus (Bivalvenschalen-Trümmer) und Pseudooide, oft mit Grün-Färbung oder grünen Körnern (Glaukonit), in einer Grundmasse aus feineren (0,001–0,005) und gröberen, mehr idiomorphen Dolomit-Körnern bzw. -Rhomboederchen (0,01–0,03), die ein früheres, calcitisch-spätiges Gefüge weitgehend verdrängen (nur unter gekreuzten Nicols fügt sich der in den interstitiellen Räumen noch erhaltene Calcit mehr oder minder deutlich zu grossen Einkristallen (um 0,5–1). Die gröberen Dolomit-Rhomboederchen wachsen von der Matrix aus oft in das calcitisch-spätige Gefüge des Organodetritus ein, bis zu seiner fast vollständigen Verdrängung. Erzkörner, vor allem im Organodetritus.

7. Ähnlich wie 6, doch sind die detritischen Komponenten besser konturiert. Häufig kommen kryptokristalline, deutlich konturierte detrische Partikel vor (z. T. wahrscheinlich Crustaceen-Koprolithen), sowie grössere kryptokristalline Komponenten (Cyanophyceen-Knollen) mit denselben detritischen Komponenten wie in der Grundmasse.

8. (cf. Fig. 4). Gut figurierte, konzentrisch und radial struierte Ooide (um 0,5) in calcitisch-spätiger Grundmasse. Als Matrix fungiert stellenweise in Nestern und Schlieren kryptokristallines, oft kavernös-schwammiges biogenes Material aus hoch Mg-haltigem Calcit (wahrscheinlich Cyanophyceen), häufig durchsetzt von Dolomit-Rhomboederchen (um 0,02). Dasselbe Material tritt auch auf in Knöllchen von der gleichen Grössenordnung der Ooide, gewöhnlich mit dünnem oolithischem Saum, ebenso im Kern von Ooiden, oder meist lagenweise an deren konzentrischem Aufbau beteiligt, gelegentlich asymmetrisch auswachsend, dann zu exzentrischen Ooiden führend, oder mehrere Ooide verkittend, wobei solche Gruppen das Zentrum grösserer Ooide bilden können. Das radiale Gefüge der Ooid-Lagen erscheint meist von feinkörnigem biogenem Material korrodiert und ersetzt, und zwar stärker, bis zur fast vollständigen Verdrängung, wo die Ooide in der biogenen Grundmasse selbst liegen. Vereinzelte Foraminiferen, Erzkörner.

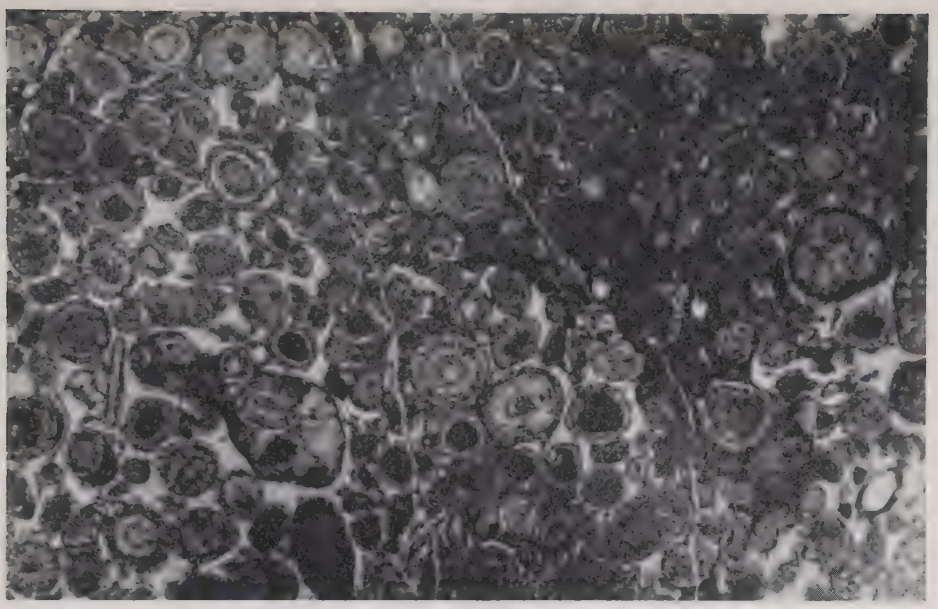


Fig. 4. S. Agata Nr. 8. Als Grundmasse des Ooliths fungiert in grösseren Bereichen kryptokristallines, biogenes Material, das auch am Aufbau der Ooide beteiligt ist. Links ein «grapestone lump» (vgl. p. 569). 20 ×.

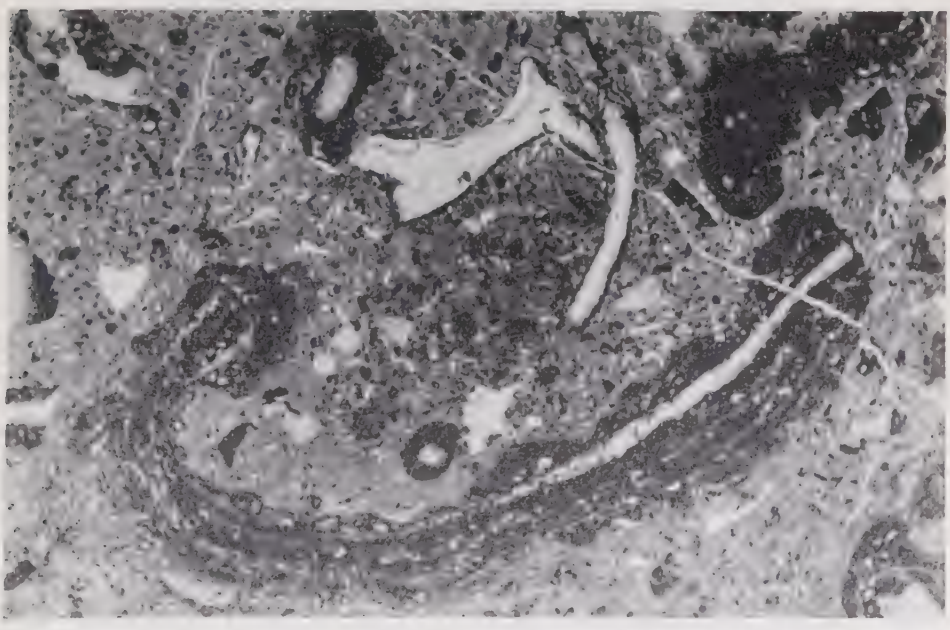


Fig. 5. S. Agata Nr. 9. Mumien, bestehend aus biogen korrodierten Bivalvenschalen bzw. ihren Trümmern und biogenen Krusten (Girwanellen und Nubekulariden). Die pelitische Matrix, die stark metasomatisch dolomitisiert erscheint, enthält auch resedimentierten Detritus, der vorwiegend von den biogenen Krusten stammt. 9 ×.

9. (cf. Fig. 5). Bivalvenschalen, meist kalkspatisiert, selten mit erhaltener Prismen-Struktur, enthalten Glaukonit und Erzkörner und sind umgeben von dichten calcitischen Krusten (Cyanophyceen und Nubekulariden), die meistens ein dichtes Netz von gewundenen Gängen mit gerundetem Querschnitt (⌀ um 0,02–0,1) aufweisen, deren Lumen kalkspatisiert oder von pelitischem Calcit erfüllt ist, der im Korn der Grundmasse entspricht. Die Schalen sind meist undeutlich konturiert, weil vom biogenen Material korrodiert und durchdrungen. Häufig sind auch feine, sehr undeutliche, da im Korn des Lumens kaum vom dichten Material unterschiedene Gänge. Die «Mumien» liegen in einer calcitisch-pelitischen Grundmasse (um 0,005) mit regelmässig verteilten Dolomit-Rhomboederchen (0,01–0,05, ca. 50 bis 75% der Grundmasse). Als weitere Komponenten treten kalkspatisierte Schalentrümmer und eckige, offenbar aufgearbeitete Stücke der biogenen Krusten auf.

10. Reiner oolithischer Kalk. Ähnlich 8, doch tritt der Anteil an biogenem, hoch Mg-calcitischem Material zurück. Dies ist nur am Aufbau der Ooide, wie in 8, beteiligt, umgibt als dünne Krusten detritische Partikel und bildet selten Knöllchen. Die Ooide enthalten im Zentrum oft Foraminiferen, Schalendetritus, Echinodermen-Trümmer, detritische Partikel aus pelitisch-calcitischem Material. Der interstitielle Raum ist kalkspatisiert, prismatisch-wandständig um die Ooide, mit verzahnter Textur in den Zwickeln. Gelegentlich finden sich Ooide mit grünem Kern (Glaukonit) und Erzpartikel (Pyrit, Limonit), manchmal diskordant zum oolithischen Gefüge. Selten treten kleine Gastropoden und Bivalvenschalen auf.

11a. (cf. Fig. 6). Spergenit, ausserordentlich dicht erfüllt von Organodetritus: Bivalvenschalen-Trümmer, teils kalkspatisiert, teils mit erhaltener Prismenstruktur, vor allem bei dikkeren Schalen; Echinodermen-Trümmer, kleine Gastropoden. Sie sind meist von biogenen, kryptokristallinen, kavernösen Krusten (Cyanophyceen mit Beteiligung von Nubekulariden) umgeben. Dasselbe Material füllt auch Lumina von Gastropoden und Echinodermen-Trümmern, tritt oft selbständig als Knollen und deren Detritus (0,01–0,1, gewöhnlich um 0,05) auf, beteiligt sich am Aufbau von Oiden und verkittet sie zu Gruppen (vgl. 8, 10). Als Matrix fungiert pelitischer Calcit (0,001–0,005) von wechselndem Mg-Gehalt. Die Grundmasse, selten das dichte

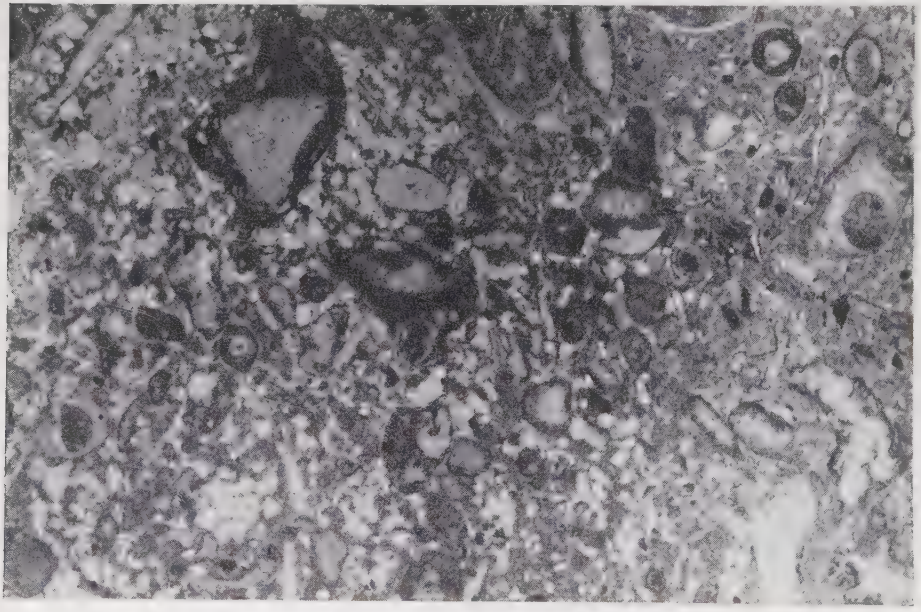


Fig. 6. S. Agata Nr. 11a. Von Cyanophyceen und Nubekulariden umkrusteter Organodetritus und vereinzelte Ooide in mikrokristalliner calcitischer Grundmasse, die bereichsweise von grossen metasomatischen Dolomit-Rhomboederchen durchsetzt erscheint. 20 ×.

lagene Material, ist mehr oder weniger stark von grossen Dolomit-Rhomboederchen (0,05–0,1) durchsetzt. Sie enthält auch Limonit-Partikel und limonitisches Pigment.

11b. (cf. Fig. 7). Kalkpelit (0,005–0,01), teilweise rekristallisiert (verzahnte Körner 0,02–0,05). Darin sind lagenweise – nach mm bis cm mächtig, ± scharf begrenzt – Ooide von derselben Art wie in 10 und 12 eingebettet (mit starker Beteiligung von biogen angelagertem, hoch Mg-haltigem Calcit, wodurch die radiale Struktur meist verundeutlicht erscheint), doch oft von unregelmässiger Form, exzentrisch, länglich. Sie enthalten als Kern Foraminiferen, meist kalkspatisierten Schalendetritus, Echinodermen-Trümmer und Cyanophycen-Knöllchen. Oft findet sich, mit den Ooiden zusammen, Organodetritus ohne oder nur mit dünnem oolithischem Saum, dann rekristallisiert und schlecht figuriert; gelegentlich Crustaceen-Koprolithen. Es kommen auch Lagen vor, die vorwiegend gerundete detritische Körperchen enthalten, bestehend aus kryptokristallinem, hoch Mg-haltigem Calcit (Koprolithen?), sowie, untergeordnet, gerollte Ooide und deren Trümmer, und dünne rekristallisierte Schalen (Ostrakoden?), in wenig grobkörnigerer, durch Rhomboederchen dolomitisierter calcitischer Grundmasse, die mit diskordanter Abtragungsfläche auf dem Kalkpelit liegt und aufgearbeitete Stücke davon enthält.

Fig. 7. S. Agata Nr. 11b. Oolithische Lagen in Kalkpelit. Ooide meist mit grossem, organodetritischem Kern und dünner Schale. 4,5 ×.

Die biogenen Anteile sind im Anschliff durch Titangelb intensiv gefärbt.

12. Im wesentlichen gleich wie 10.

13. Ähnlich wie 14, doch wesentlich inhomogener, von fast durchgehend resedimentärem Gefüge. Dichtgedrängte, primärdolomitische, sehr deutlich konzentrisch struierte Ooide, häufig mit Beteiligung von biogenen Lagen, oft mit grossem, strukturlos-detrischem oder organodetritischem Kern (dolomitspatisierte Schalentrümmer, Echinodermen-Trümmer); Knöllchen aus kryptokristallinem biogenem Material (z. T. Cyanophyceen); dasselbe Material verkittet Ooide und Organodetritus zu grösseren traubigen oder knolligen Aggregaten, die oft noch einen teilweise dolomitspatisierten Saum aus (bohrenden?) Cyanophyceen aufweisen; Gastropoden, Bivalvenschalen-Trümmer mit dünnem oolithischem Saum oder biogener Kruste. Grössere, zu sammenhängende Massen von kryptokristalliner biogener Grundmasse fehlen, dürften aber ursprünglich vorhanden gewesen sein, angedeutet durch das in den Interstitia des stellenweise verzahnten Dolomit-Rhomboederchen-Gefüges erhalten gebliebene kryptokristalline Material.

Dieses Gefüge ist paradiagenetisch zerbrochen und von ursprünglich feinpelitischem Sediment (im Handstück heller als die oolithischen Partien), offenbar unter Druck injiziert. Diese Füllmasse ist durch schlierig-fluidal angereicherte Rhomboederchen dolomitisiert, wobei das ursprüngliche pelitische Gefüge als Relikt in den Interstitia noch erhalten ist. Sie durchdringt das rupturell beanspruchte Gefüge teils $\pm$ konkordant in «Lagergängen» der mm- und cm-Grössenordnung, teils in grösseren, unregelmässig begrenzten Bereichen, mit diskordanten Apophysen und haarfeinen Ausläufern, und mit darin schwimmenden Trümmern des oolithischen Materials. Die Grenzen sind im Dünnschliff nicht scharf, weil das injizierte Material, vor allem was das Gefüge anbelangt, der Grundmasse des Kalkarenits sehr ähnlich sieht, da die Rhomboederchen-Dolomitisation in beiden gleichzeitig erfolgt sein dürfte. Die Ooide und andere detritische Partikel sind in gewissen, häufig flächig angeordneten Bereichen zerbrochen. Manchmal sind nur die äusseren Ooid-Lagen geborsten. Gelegentlich sind Limonit-Körner und interstitiell verteiltes limonitisches Pigment enthalten.

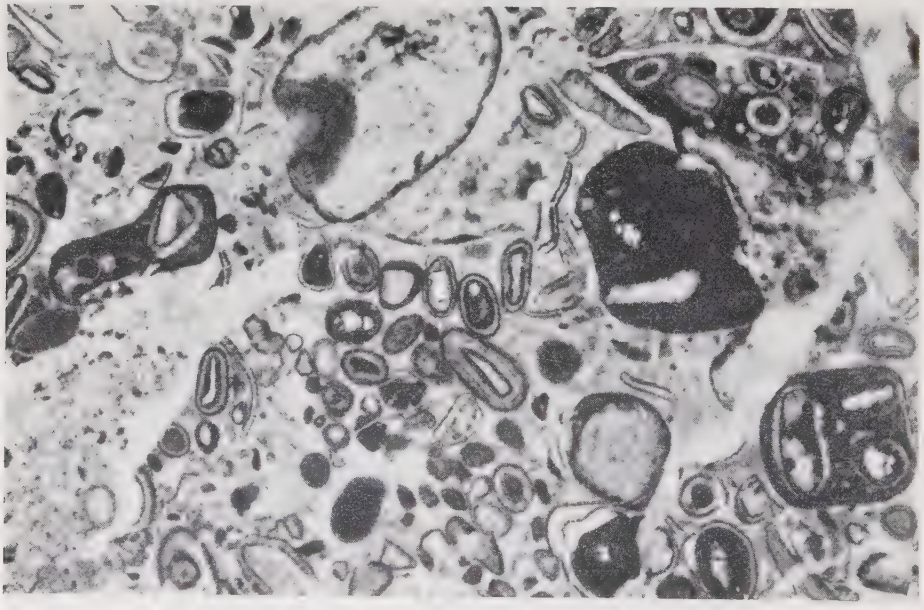


Fig. 8. S. Agata Nr. 14. Syngenetisch-dolomitische Ooide mit scharf abgezeichneten rekristallisierten Lagen, composite grains und botryoidal lumps. Das ganze Gefüge ist mehrmals paradiagenetisch zerbrochen und in verschiedenen Generationen von Grundmasse resedimentiert.

14. (cf. Fig. 8). Ooide, denen in 15 sehr ähnlich, doch mit noch deutlicher sich abhebenden primärdolomitischen, aphanitischen Lagen, die Körner in den dolomitisierten Lagen verzahnt, selten rhomboedrisch-idiomorph. Sie sitzen zusammen mit biogenen, kryptokristallinen Knöllchen oder kombiniert mit analogem Material (lagenweise am Aufbau der Ooide beteiligt, Ooide zu Gruppen verkittend, in biogenen Knöllchen mit oolithischem Saum), unregelmässig dicht verteilt in 3 Typen von Grundmasse: a) grössere kryptokristalline, feinen Organodetritus-führende, biogene Bereiche, meist mit unscharfen Grenzen, gelegentlich krümelig zerbrochen übergehend in b) mikrokristallines verzahntes Dolomitgefüge (ähnlich wie das in den dolomitisierten Ooid-Lagen) mit kryptokristallinen Relikten in den Interstitia und detritischen Partikeln von a), und schliesslich c) dolomitspatisiertes Gefüge, in das a), meist mit scharfer oder krümelig zerbrochener Grenze, übergeht. Die schaligen Ooide in diesem Grundmasse-Typ sind oft zerbrochen (aus a) oder b) resedimentiert).

15. Grundmasse vorwiegend aus feinen, metasomatischen Dolomit-Rhomboederchen (0,01–0,02), gelegentlich in den Interstitia noch calcitisch. Manchmal in schlierigen Bereichen grobkörniger dolomitisiert (0,05–0,1, belteropore spätere Dolomitisation?). Darin befinden sich kryptokristalline biogene Partikel: in einigen Fällen als Cyanophyceen-Knöllchen identifizierbar, z. T. vielleicht auch Koprolithen; zu traubigen Aggregaten verkittete Ooide und Pseudooide; charakteristisch akzentuiert-konzentrisch struierte Ooide: gewisse Lagen sind metasomatisch dolomitisiert (gleiche oder wenig gröberes Korn wie Grundmasse), andere sind aphanitisch, primärdolomitisch und heben sich scharf ab. Ursprünglich bestand vielleicht eine Wechsellagerung von primärdolomitischen und aragonitischen Lagen. Gelegentlich sind auch einzelne primärdolomitische Lagen, besonders sehr dünne, von der Rhomboederchen-Dolomitisation teilweise erfasst, deformiert oder verwischt, dann oft in den Interstitia als Relikte noch erhalten. Manchmal sind auch biogene Knöllchen teilweise oder fast ganz metasomatisch dolomitisiert. Limonitkörner und interstitiell verteiltes limonitisches Pigment.

16. Calcimetrie:

Calcit	43,9%
Dolomit	2,0%
Gesamtcarbonat	45,9%
Ton, Limonit, Quarz	54,1%

Schlämmrückstand: meso- bis makro-kristalline, eckig-detritische karbonatische Körner mit limonitischem Pigment; gerundete oder traubige, weisse, krypto- bis mikrokristalline (biogene?) karbonatische Partikel; wenig detritischer Quarz; Limonit-Körner und viel an Ton gebundenes Pigment.

17a. (cf. Fig. 9). Primärdolomitische[10]), deutlich konzentrisch struierte Ooide (aphanitische, manchmal radial struierte, im Anschliff weiss bis hellgrau, im Dünnschliff bräunlich erscheinende Lagen) gewöhnlich mit grossem Kern aus dolomitspatisiertem Schalen-Detritus, Echinodermen-Trümmern, Foraminiferen (gelegentlich weist Organodetritus von derselben Art nur einen dünnen dolomitisch-oolithischen oder biogen-kryptokristallinen Saum auf), in kryptokristalliner, wahrscheinlich biogener, durch Titangelb stets, durch Hämatoxylin nur unregelmässig-wolkig gefärbter Grundmasse[11]). Diese Grundmasse enthält ausserdem Knöllchen aus analogem, strukturlosem Material mit kavernösem Saum (wahrscheinlich durch bohrende Cyanophyceen entstanden); durch ähnliches Material zu traubigen Aggregaten verkittete Ooide und Pseudooide; kleine Rundkörperchen (Koprolithen?) aus zur Grundmasse analogem Material, die sich schlecht von dieser abheben; Gastropoden und schliesslich feinen Organodetritus (Schälchen, Holothurien-Rädchen). Stellenweise fungiert mikrokristallines, feinpelitisches Material, beziehungsweise dolomitisch-spätiges Gefüge als Grundmasse, wobei am Übergang zu diesen beiden Grundmasse-Typen das kryptokristalline Gefüge randlich krümelig zerbrochen erscheint. Manchmal finden sich Limonit-Körner und schlierig verteiltes limonitisches Pigment.

[10]) Die Ooide sind durch Hämatoxylin meistens deutlich gefärbt, wenn auch nicht intensiv. Die Unterscheidung von Dolomit nach FRIEDMAN scheint uns, was die Hämatoxylin-Färbung bei aphanitischem Gefüge anbelangt, nicht zuverlässig zu sein. Jedenfalls halten wir es für unwahrscheinlich, dass die Ooid-Lagen aus hoch Mg-haltigem Calcit bestehen. Denn sie werden durch Titangelb in nur 5% NaOH-Lösung nicht gefärbt, erst in 30%, was für Dolomit spricht.

[11]) Die von Hämatoxylin nicht gefärbten Partien der kryptokristallinen Grundmasse unterscheiden sich im Dünnschliff sonst keineswegs von den gefärbten.

Fig. 9. S. Agata Nr. 17a. Syngenetisch-dolomitische Ooide, kleine Pseudooide, Organodetritus mit dünnen oolithischen oder biogenen Säumen und composite grains, deren Peripherie durch bohrende Organismen bearbeitet wurde, teils in kryptokristalliner, biogener, syngenetisch-dolomitischer Grundmasse, teils in dolomitisch-spätiger Matrix. 20×.

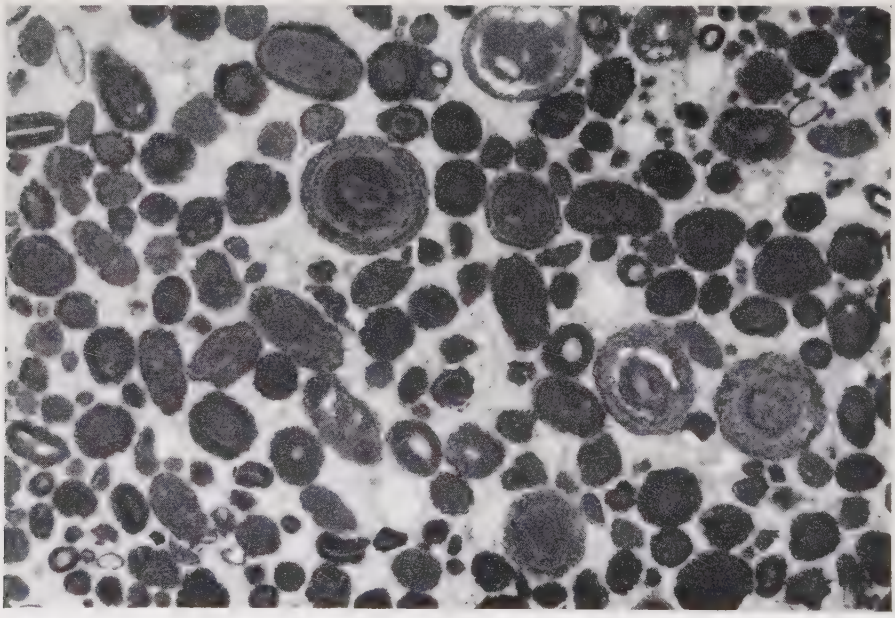


Fig. 10. S. Agata Nr. 17b. Pseudooide, oft mit oolithischem Saum ("superficial ooids") und syngenetisch-dolomitische Ooide, meist mit gekräuselten Lagen, in dolomitisch-spätiger Grundmasse. 20×.

17b. (cf. Fig. 10). Grosse Ooide, deutlich konzentrisch aus primär-dolomitischen Lagen bestehend. Meistens besitzen sie einen grossen strukturlosen Kern aus krypto- bis mikrokristallinem Dolomit (dolomitisierter biogener Calcit?). Oft kommen kleinere und grössere Körper vom selben Material mit dünnem oolithischem Saum vor. Die Ooide sind häufig lagenweise krypto- bis mikrokristallin rekristallisiert (oder dolomitisiert? falls es sich um ursprünglich biogene Anteile handelte). Viele Ooide weisen leicht gekräuselte Lagen auf, vor allem aussen. Grundmasse dolomitisch-spätig.

17c. (cf. Fig. 11). Meist völlig dolomitspatisierte Ooide, gelegentlich mit noch erhaltenem detritischem oder organodetritischem Kern und seltener einzelnen konzentrischen Lagen, in kryptokristalliner, hoch Mg-haltiger, biogener calcitischer Grundmasse (Algen?), die feinsten Organodetritus enthält (gelegentlich sind Spongien-Nadeln und Holothurien-Rädchen identifizierbar). Viele der spatisierten Ooide besitzen einen dünnen Saum von ebenfalls kryptokristallinem, wahrscheinlich biogenem Calcit, der sich im ungefärbten Dünnschliff und im titangelb gefärbten Anschliff kaum von der Grundmasse abhebt, doch durch Hämatoxylin viel intensiver gefärbt wird als die Grundmasse. Diese erscheint stellenweise scharf rupturell oder fein-krümelig zerbrochen oder aber schlierig-fluidal deformiert und mikrokristallin calcitisch rezementiert.

Fig. 11. S. Agata Nr. 17c. Dolomitspatisierte Ooide, oft mit noch erhaltenem Kern, in kryptokristalliner, Mg-calcitischer biogener Grundmasse. In schlierig angeordneten Bereichen ist das Gefüge paradiagenetisch deformiert 20×.

18. (cf. Fig. 12). Rein kalkiger Spergenit. Cyanophyceen und Nubekulariden nehmen grösseren Anteil am organodetritischen Gefüge: als Krusten um Bivalvenschalen – primärfiguriert oder kalkspatisiert – und deren Trümmer; um Echinodermen-Trümmer, Ooide oder Ooid-Gruppen, um strukturlose detritische Partikel aus feinpelitischem Material; als Füllung von Gastropodenschalen sowie als selbständige Knöllchen. Die calcitische Matrix ist feinpelitisch, nesterweise spätig rekristallisiert. Einzelne, meist abgerollte Ooide. Der Anschliff zeigt unregelmässig-wolkig verteilte Partien, in denen die Grundmasse, einzelne Ooid-Lagen und gelegentlich biogene Krusten durch Titangelb gefärbt erscheinen. Vereinzelte Körner von Limonit, Pyrit, grüne Ooide (Glaukonit), auf die Matrix verteiltes limonitisches Pigment.

19. (cf. Fig. 13). Stark oolithischer Spergenit, mit vorwiegend biogen-calcitischem Anteil. Die Ooide (vom Typus 10, 12) sind oft nach ss gestreckt, wie zerflossen, vielleicht auch durch

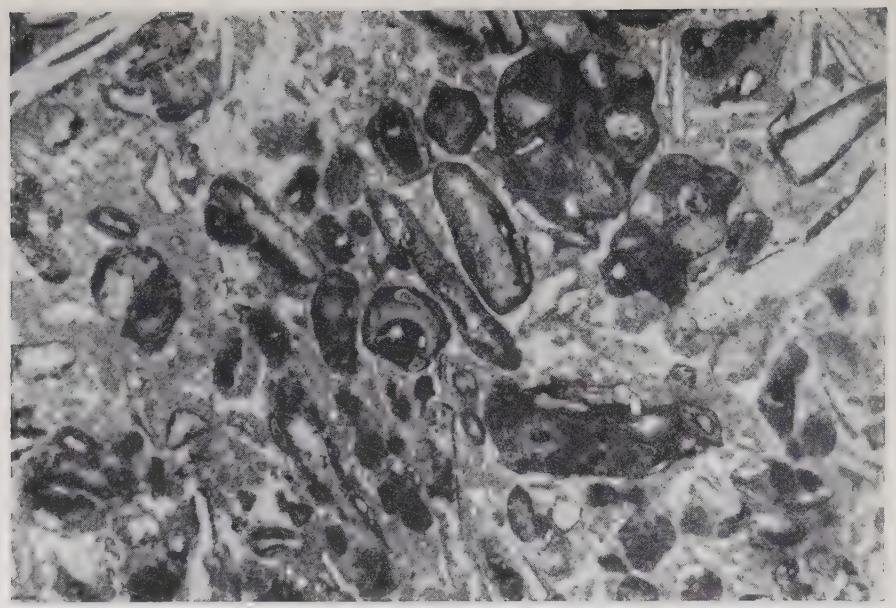


Fig. 12. S. Agata Nr. 18. Cyanophyceen und Nubekulariden bilden Krusten um Organodetritus, Ooide und Pseudooide und verkitten sie zu grapestone lumps und composite grains. Grundmasse mikrokristallin, in Nestern spätig rekristallisiert. 20×.

Kompaktion deformiert. Die Grundmasse besteht aus sehr feinkörnigem, wahrscheinlich biogenem Material, mit undeutlich konturierten, kalkspatisierten, gewundenen Gängen; wo die Ooide besonders deformiert sind, ebenfalls nach ss gestreckt. Gelegentlich unregelmässig lagenweise auftretende feinpelitische Grundmasse mit spärlicheren, nicht oder wenig deformierten Ooiden. Dicke Prismenschalen von Lamellibranchiern (Austern? Megalodontiden?). Seltene Nubekulariden. Im Anschliff erscheinen die Grundmasse und einzelne Ooid-Lagen wolkig-schlierig stark an Intensität wechselnd von Titangelb gefärbt.

20a. Wolkig unregelmässig, zu ca. 25–75% durch kleine Rhomboederchen dolomitisierter Kalkpelit, gelegentlich mit schlecht konturierten detritischen Partikeln, z. T. Ooiden, frühdiagenetisch brecciert: die eingedrungene Grundmasse besteht aus im Handstück heller erscheinendem, nur schwach dolomitisiertem Kalk. Die Konturen der älteren, stärker dolomitisierten Phase sind nicht immer scharf, wahrscheinlich wegen der sie verwischenden, die Brecciierung überdauernden metasomatischen Dolomitisation.

20b. Wie 20a, doch erfolgte hier die Rhomboederchen-Dolomitisation mehr belteropor, einem Ruptur-Netz folgend, das durch die Dolomitisation selbst wieder undeutlich gemacht wurde.

21a. (cf. Fig. 14). Rein calcitischer (durch Hämatoxylin vollständig gefärbter) Spergenit: Ooide vom Typ 10, 12; deformierte Bivalvenschalen mit dünnen biogenen Krusten, Knöllchen aus kryptokristallinem, kavernösem biogenem Material (Cyanophyceen?). Sehr häufig sind kleine, ± kugelige Körper (um 0,05), bald ganz aus kryptokristallinem, biogenem Calcit bestehend, bald hohl, mit kalkspatisiertem Lumen. Dass es kugelige Körper und nicht etwa Querschnitte von Röhrchen sind, was im Dünnschliff nicht zu entscheiden ist, zeigt sich beim Betrachten des geätzten Anschliffes. Das kryptokristalline Material, vor allem das der kleinen kugeligen Körper, ist hier von Titangelb gefärbt. Verkittende Kalkspatisation von verzahntem Gefüge, feinkörniger und meist wandständig um die Komponenten, makrokristallin in den Zwickeln.

21b. (cf. Fig. 15). Grössere knollige oder schlierige Massen von kryptokristallinem biogenem Gefüge (Cyanophyceen), von äusserst unregelmässigen, im allgemeinen scharfen, gelegentlich

Fig. 13. S. Agata Nr. 19. Biogener Calcit (von Cyanophyceen ?) nimmt grossen Anteil am Gefüge: in der Grundmasse, um korrodierte Bivalvenschalen, in Ooiden. Die Ooide sind meistens paradiagenetisch plastisch deformiert, in schlierigen Bereichen besonders stark. 20×.

krümelig zerbrochenen Konturen. Sie sind selbst im Innern schlierig-fleckig, enthalten vereinzelte, meist kleine Ooide oder deren Gruppen, gerundete detritische Partikel mit oolithischem Saum, sich ± deutlich abhebende Cyanophyceen-Knöllchen; feinen Organodetritus, Nubekulariden (vor allem Krusten um die Ränder bildend) und Molluskenschalen-Trümmer, gelegentlich mit ausgezeichnet erhaltener primärer Struktur, dann oft als Terebratel-Schalen identifizierbar. Diese Cyanophyceen-Massen sind kavernös, oft zerbrochen. Sie liegen zusammen mit gelegentlich zerbrochenen oder abgerollten Ooiden vom selben Typus wie in 10, 12 und kleinen Cyanophyceen-Knöllchen (manchmal mit Beteiligung von Nubekulariden) sowie feinem biogenem Detritus in mehrfach resedimentärer Grundmasse: fein-pelitisches, mechanisch angelagertes K_2, feinen Organodetritus enthaltend, oft deutlich geopetal angeordnet, besonders wo es in die Hohlräume und zerbrochenen Bereiche der Cyanophyceen-Knollen hineingreift. Restliche Lumina durch verkittende Kalkspatisation erfüllt.

22a. Calcimetrie:	Calcit	31,8%
	Dolomit	38,8%
	Gesamtkarbonat	70,6%
	Ton, Limonit	29,4%

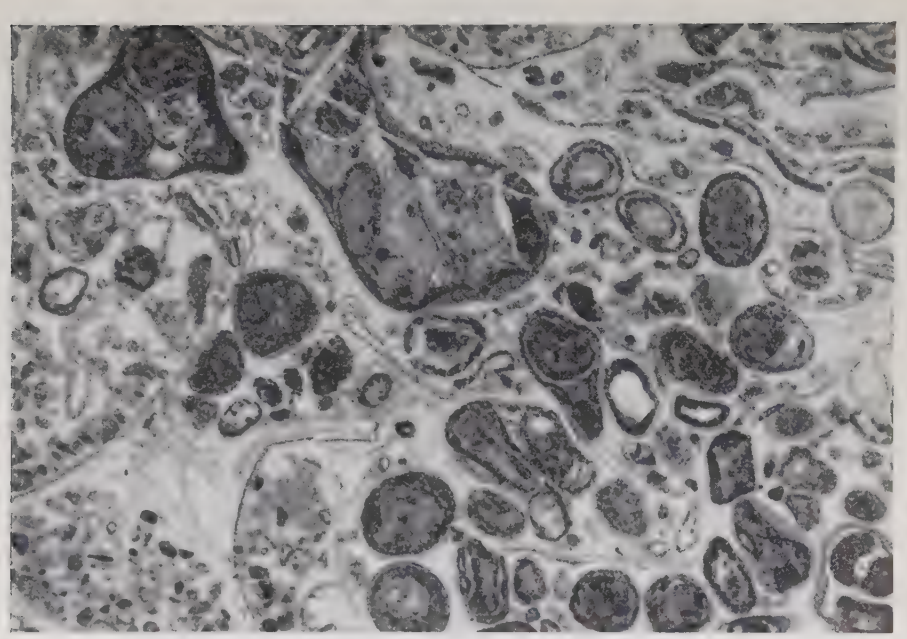


Fig. 14. S. Agata Nr. 21a. Ooide, gerundete Knöllchen aus kavernösem biogenem Material (Cyanophyceen?) mit dünnem oolithischem Saum, «botryoidal lumps» (cf. p. 569), deformierte Bivalvenschalen mit dünnen biogenen Krusten und «Calcisphären» in spätiger Grundmasse. 20×.

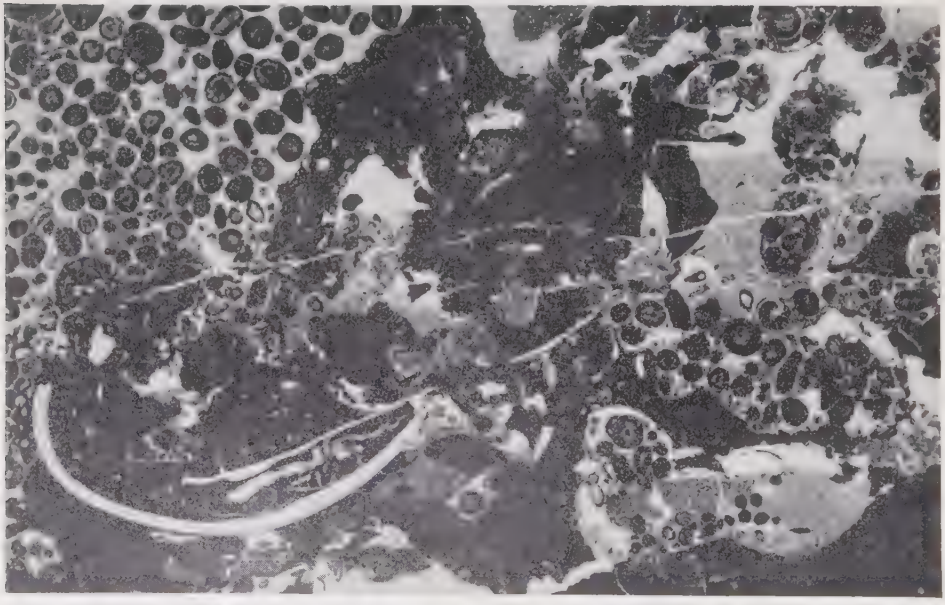


Fig. 15. S. Agata Nr. 21b. Syngenetisch zerbrochene, grosse kavernöse Massen von kryptokristallinem, biogenem Material (Cyanophyceen und Nubekulariden). In den Höhlen syngenetisch resedimentierte Ooide und geopetal angeordnetes mikrokristallines Resediment. Unten links ausgezeichnet erhaltene Terebratelschale. 9×.

Schlämmrückstand: karbonatische Einkristalle und detritische Partikel von verschiedener Korngrösse (vorwiegend mittel- bis grobkörnig). Organodetritus selten, gelegentlich Schalentrümmer.

22b. Calcimetrie:	Calcit	62,1%
	Dolomit	8,6%
	Gesamtkarbonat	70,7%
	Ton, Limonit	29,3%

Schlämmrückstand: Vorwiegend mikrokristalline detritische karbonatische Partikel. Viel limonitisches Pigment. Kein Organodetritus.

22c. Calcimetrie:	Calcit	21,0%
	Dolomit	63,9%
	Gesamtkarbonat	84,9%
	vorwiegend Ton	15,1%

Schlämmrückstand: nur detritische Karbonat-Partikel von ziemlich einheitlichem Korn (mikrokristallin); kein Organodetritus.

23. Schlierig-fleckiges, dolomitisches, stellenweise kalkarenitisches Gefüge, leicht mergelig. Vorwiegend feine Dolomitrhomboederchen (0,005–0,01); in den interstitiellen Räumen fleckig verteiltes noch feineres pelitisches Material. In Schlieren und Nestern finden sich ± gerundete Partikel (⌀ 0,1 mm) aus kryptokristallinem, hoch Mg-haltigem Calcit, wahrscheinlich Detritus von biogenem Material, manchmal schlierig-flockig, ohne scharfe Grenzen; korrodierte dolomitische Einkristalle mit Einschlüssen oder Saum von Limonit; ferner untergeordnete detritische Quarz-Körner.

Paradiagenetische Breccierung, eingedrungenes pelitisches Material, sehr ähnlich wie das rupturell beanspruchte, darum erscheint die Breccierung im Dünnschliff undeutlich, erst im angeätzten Anschliff deutlicher. Über das ganze Gefüge sind limonitische Körner verteilt.

Calcimetrie:	Calcit	11,2%
	Dolomit	82,5%
	Gesamtkarbonat	93,7%
	Ton, Quarz, Limonit	6,3%

24a. Gefüge von Dolomit-Rhomboederchen, die dazu neigen, sich in Gruppen zu drängen und von grösseren, verzahnten Dolomitkristallen.

24b. Ursprünglich kalkarenitisches (oolithisches?) Gefüge durch Rhomboederchen-Dolomitisation stark verwischt. Feinkörnige detritische Partikel, in einigen Fällen wahrscheinlich ursprünglich Ooide, mit nur undeutlich konzentrischer Struktur, lagen ehemals offenbar in feinpelitischer Grundmasse, die sich noch an wenigen Stellen erhalten hat. Eine erste Dolomitisationsphase (Rekristallisation) führte zu weitgehender Verwischung des kalkarenitischen Gefüges. Später Breccierung mit nachfolgender belteroporer und metasomatischer Rhomboederchen-Dolomitisation, wobei oft das kalkarenitische Gefüge erhalten bleibt oder noch akzentuiert wird, da sich die Rhomboederchen zuerst um die Konturen der detritischen Partikel gruppieren, sodann die Grundmasse erfassen. Sie sind stellenweise jedoch auch regellos in das ursprüngliche Gefüge eingestreut.

24c. Ähnlich wie 24b, jedoch nur mit einer deutlich unterscheidbaren Dolomitisationsphase, gekennzeichnet durch grosse, verzahnte Kristalle, die meist das ursprüngliche, feinkörnige Kleingefüge als Relikt in sich selbst noch enthalten. Dieses feinkörnige karbonatische Material tritt auch lagenweise stärker konzentriert auf, oft ganz oder teilweise calcitisch, auf die interstitiellen Räume zwischen den Dolomitkristallen oder auf die detrischen Partikel (z. T. noch als Ooide erkennbar) beschränkt. In Flecken konzentriertes limonitisches Pigment.

25. Vorherrschend mittelkörniges, verzahntes Dolomit-Gefüge mit schlecht figurierten, schlierigen oder gerundeten Bereichen, worin in interstitiellen Räumen und innerhalb der Einkristalle noch feinkörnigeres Material liegt, wodurch sie im Schliff dünkler (dichter) erscheinen. Zudem ziemlich grob dolomitspatisierte Bereiche, in einigen Fällen als dolomitisierter Organodetritus gedeutet.

26. Feinkörniges, verzahntes Dolomit-Gefüge. Darin finden sich dichtere, ± deutlich konturierte, kleine detritische Partikel. Gelegentlich zeigen sich undeutlich begrenzte Bereiche, in denen das ursprüngliche kalkarenitische Gefüge dadurch besser abgezeichnet erscheint, dass die Grundmasse gröber spatisiert ist. Es lassen sich oft Komponenten von gleichem Korn wie das vorherrschende Dolomitgefüge als Crustaceen-Koprolithen erkennen. Breccierung und belteropore Dolomitspatisation in Rhomboederchen innerhalb des fein verteilten tektonisch beanspruchten Materials.

27a. Dolomit-Pelit mit kleinen Limonit-Partikeln.

27b. Dolomit-Pelit mit einigen detritischen Quarzkörnern, mit teils calcitisch, teils dolomitisch grob spatisiertem Detritus (Organodetritus?). Stellenweise tritt feinschichtiges Gefüge auf, aus biogen angelagertem, dichtem Material (± hoch Mg-haltiger Calcit) ± stark mit Dolomit-Pelit vermischt. Die Feinschichtung ist oft paradiagenetisch zerbrochen und umgelagert, teils in grösseren Schichtpaketchen mit scharfen rupturellen Grenzen, die im pelitischen Material eingebettet liegen (Inhomogenitätsbreccien im Sinne Sanders), teils in gerundeten (gerollten) Körpern. Kleinere, eckige Trümmer, Schlieren und feinstes pelitisches Material, aus den biogenen Feinschichten aufgearbeitet, liegen im Dolomit-Pelit verteilt.

28. (cf. Fig. 16). Dolomitisch-calcitischer mm-Rhythmit. Die rythmischen Feinschichten zeigen in der Regel graded bedding: Über ± scharfer, oft diskordanter Abtragungsfläche (manchmal mehrere Feinschichten abschneidend) folgt unregelmässig linsig verteilt grob-pelitisches bis fein-psammitisches Material: Einkristalle, detritische Quarzkörner, Glaukonit, aus dem Liegenden aufgearbeitete detritische, feinkörnige Partikel. Die grobe Fraktion geht sehr rasch in feinen Pelit über. Hoch Mg-haltiger Calcit nimmt lagenweise stark schwankenden Anteil am Gefüge, unabhängig von der Korngrösse: Limonit als Körner und in den Interstitia.

Vor allem in feinpelitischen Lagen und in der Schichtebene verlaufend sind Gänge (⌀ 0,2–1) von lithodomen Organismen zu beobachten. Sie sind teilweise oder ganz spatisiert, zuerst calcitisch, dann dolomitisch. Auch feinere Gänge sind häufig, doch mehr auf grobkörnigere Lagen beschränkt und in allen Richtungen verlaufend (⌀ um 0,03). Kräuselung und Slumping der Feinschichten, sowie Inhomogenitätsbreccien kommen oft vor.

29. Weitgehend rekristallisierter dolomitischer Kalkarenit. Sehr feinkörnige, gerundete oder eckige detritische Partikel (um 0,05) sowie detritischer Quarz von derselben Grössenordnung, beide in schwankender Konzentration in dolomitisch-pelitischer Matrix (beide detritische Komponenten bilden zusammen bis zu ca. 50% des Gefüges). Das kalkarenitische Gefüge ist durch verzahnte, lokal in der Intensität stark wechselnde dolomitische Rekristallisation verwischt, die jedoch im allgemeinen nur die Matrix erfasst, wobei das pelitische Gefüge der Grundmasse in den interstitiellen Räumen oder innerhalb der Einkristalle als Relikt erhalten bleibt. Gelegentlich Limonit-Körner.

30. Feinschichtiger, kalkig-dolomitischer Kalkarenit, z. T. kreuzschichtig. Feinpelitische calcitische Matrix, unregelmässig fleckig rekristallisiert, mit kleinen (0,02–0,07) detritischen Partikeln aus noch feinkörnigerem calcitischem Material sowie lagenweise stark gehäuften, mechanisch angelagerten oder an freier Anlagerungsfläche gebildeten Dolomit-Rhomboederchen (0,05–0,1). Diese wachsen lagenweise zu verzahntem Gefüge zusammen, werden dann wieder in Gruppen oder Einzelkristallen aufgearbeitet und zwischen diskordant in das aufgearbeitete spatisierte Gefüge greifenden Kalk-Pelit resedimentiert. Auch Lagen mit runden, wahrscheinlich schon vor der Wiedereinbettung in wechselnden Korngrössen und wechselnden Anteilen calcitisch bzw. dolomitisch spatisierten detritischen Partikeln (ursprünglich Ooide?) kommen vor.

Die nach Feldbefund weissen, zuckerkörnigen, massigen Kalke zeigen im Anschliff regellos verteilte, ± sphärische, vollständig und äusserst grob dolomitspatisierte Körper (0,2–0,5 ⌀, ehemals Ooide?) und gelegentlich einzelne Dolomit-Rhomboeder oder deren Gruppen in calcitisch-spätiger Grundmasse.

31. Kalkig-dolomitischer Kalkarenit (Spergenit). In feinpelitischer, teilweise rekristallisierter Matrix liegen verschiedenartige und verschieden grosse detritische Partikel. Die Grundmasse ist teilweise durch Rhomboederchen, die sich nicht immer deutlich abzeichnen, da sie oft pelitisches Material als Relikt enthalten, metasomatisch dolomitisiert. Stellenweise greifen die Rhomboederchen auch auf detritische Partikel über, die kalkarenitische Struktur dann verwischend. Die detritischen Partikel sind meist schlecht figuriert, oft kalkspatisiert, seltener

vor der Rhomboederchen-Bildung dolomitisiert. Gelegentlich lassen sie sich als Ooide, Foraminiferen, Molluskenschalen-Detritus oder dichte Knöllchen biogenen Ursprungs deuten. Sie sind oft durch dünne, dichte, biogene Krusten aus hoch Mg-haltigem Calcit umgeben.

Fig. 16. S. Agata Nr. 28. Mm-Rhythmit mit graded bedding. Fast ausschliesslich mechanisch angelagertes Sediment bzw. Resediment. Häufige Abtragung am Dach der Zyklen. Oben deutlich sichtbare innere Diskordanz. Auf halber Höhe Bohrgänge von lithodomen Organismen. 9×.

32. Sehr ähnlich wie 10, 12. Die Ooide sind jedoch ganz oder lagenweise rekristallisiert. Die Grundmasse, ursprünglich vielleicht pelitisch, wie sie stellenweise noch erhalten ist, erscheint weitgehend kalkspatisiert, wobei oft pelitische Relikte (vielleicht Reste zerfallener krypto-kristalliner Partikel) innerhalb der verzahnten Kristalle erkennbar bleiben. Häufig treten Molluskenschalen und deren Trümmer auf, meist kalkspatisiert, gelegentlich mit noch abgebildeter prismatischer Struktur. Sie sind fast immer von dünnen biogenen Krusten (Cyanophyceen) umgeben und oft durchdrungen (korrodiert). Selbständige Cyanophyceen-Knöllchen selten.

33. Meist kalkspatisierte Bivalvenschalen mit teilweise dicken Cyanophyceen-Krusten. Gelegentlich ist die ursprüngliche Schalenstruktur noch erhalten. Unregelmässig dicht verteilte

kugelige bis ellipsoidische Partikel aus dichtem biogen-calcitischem Material (gerollter Cyanophyceen-Detritus ?, kleine Koprolithen ?), seltener Cyanophyceen-Knöllchen, verkrustete Echinodermen-Trümmer und Bryozoen. Alle diese Komponenten besitzen meistens einen oolithischen Saum, der gelegentlich auch Bivalvenschalen unmittelbar umgibt. Die Matrix ist fein pelitisch-calcitisch. Gelegentlich ist dieses Gefüge krümelig zerbrochen und bildet in wenig grobkörnigerer calcitischer Matrix zusammen mit vereinzelten Ooiden und detritischem Quarz ein sekundär kalkarenitisches Gefüge.

34. Dicht gedrängte calcitische, kugelige Körperchen, wahrscheinlich biogenen Ursprungs («Calcisphären»), von derselben Art wie in 21a, doch dadurch verschieden, dass sie von Titangelb nicht gefärbt werden, also rein calcitisch sind. Gelegentlich rekristallisierte Cyanophyceen-Knöllchen (?). Bivalvenschalen und deren Detritus, kalkspatisiert, selten mit dünner biogener Kruste.

Matrix ursprünglich calcitisch-pelitisch, weitgehend rekristallisiert, oft als Relikt in den verzahnten Calcit-Kristallen. Um die calcitischen biogenen Körper ist oft wandständige (radial angeordnete) Kalkspatisation zu beobachten.

35. Fein-pseudoolithischer Kalk. Kalkspatisierte, meist dicke Bivalvenschalen-Trümmer mit oft dicken, feinkörnig rekristallisierten Cyanophyceen-Krusten; Gastropoden; Echinodermen-Trümmer, ebenfalls von biogenem, sehr feinkörnigem Calcit umgeben beziehungsweise gefüllt. Dieser Organodetritus liegt in einem äusserst dicht gedrängten Gefüge von ± kugeligen Körperchen (⌀ 0,02–0,2) aus feinkörnig-calcitischem, biogenem Material, oft mit einem dünnen, radial struierten, calcitischen (oolithischen) Saum umgeben. Vielleicht handelt es sich um gerollten Cyanophyceen-Detritus.

Die Grundmasse ist stellenweise noch fein-pelitisch, dann heben sich die biogenen Körperchen schlecht ab, jedoch vorwiegend spätig-calcitisch. Kleinforaminiferen vom Typus *Trochammina, Glomospira.*

Der biogene Calcit ist stellenweise leicht von Titangelb angefärbt, demnach Mg-haltig.

36. Reiner Kalk, enthält wirr durcheinanderliegende, meist kalkspatisierte, oft stark deformierte Bivalvenschalen und deren Trümmer. Sie sind meist von einer dünnen Cyanophyceen-Kruste umgeben und ± korrodiert. In einigen Fällen gut konturierte Cyanophyceen-Knöllchen, gelegentlich auch grössere, undeutlich konturierte Knollen oder Schlieren von Cyanophyceen, feinen Organodetritus enthaltend. Cyanophyceen (?)-Detritus sowie kleine, kugelige Körper (um 0,05) aus biogenem Calcit wie in 21a, 34. Kleinforaminiferen, hie und da Crustaceen-Koprolithen. Matrix calcitisch-spätig, stellenweise in undeutlichen Relikten pelitisch.

37. Vorherrschend dichtes bis feinkörniges calcitisches Gefüge, wahrscheinlich biogen entstanden; unregelmässig-fleckig rekristallisiert. Sehr undeutlich kavernös; stellenweise sind feine wirre Gänge von rundem Querschnitt erkennbar. Dieses Gefüge geht ohne scharfe Grenze in ein kalkarenitisches über, wobei dasselbe biogene Material als feiner Detritus, meist undeutlich konturniert, in calcitisch-pelitischer Matrix eingebettet liegt. Beide Grundmassen-Typen enthalten völlig kalkspatisierten feinen Detritus: ± kugelige Körper (Ooide ?), Organodetritus, Foraminiferen, gelegentlich Crustaceen-Koprolithen.

2. Ökologie

Die oft ausgezeichnet erhaltenen primären Gefüge-Merkmale lassen gewisse Rückschlüsse auf oekologische Aspekte des Ablagerungsraumes dieser Sedimente zu.

Die Gegenwart von Korallen – in diesem Profil sehr untergeordnet, vielleicht allochthon, doch in nächster Nähe (Campo dei Fiori, Leuzinger, 1926, p. 107[12]); Frascarolo (Induno), Senn, 1924, p. 572; sowie N Viggiù (Villa Mamoli, 713850/

[12]) Profil 4, Nr. 8: «Oolith, grosse Lithodendren, 0.10 m». Die Mächtigkeit ist nach unserer Überprüfung offensichtlich nicht zutreffend, es handelt sich um eine ca. 4 m mächtige Bank mit mächtigen Stöcken von *Thecosmilia clathrata* (Emmr.).

081550) in neuem Aufschluss, unpubliziert), in ansehnlichen Stöcken in situ – und die damit assoziierten, vorwiegend rein karbonatischen Kalkarenite, vor allem Oolithe, deuten auf seichtes, gut durchbewegtes, oxydierendes marines Milieu.

Gelegentlich zeichnen sich in den pelitischen, fast durchwegs sterilen, mit limonitischen Körnern (ursprünglich Pyrit) und Glaukonit auf leicht reduzierende Bedingungen hinweisenden Lagen Verschiebungen in schlecht durchbewegte, wahrscheinlich noch seichtere Räume ab. Möglicherweise handelte es sich um flache Lagunen, die durch niedrige Inselkränze vom Sedimentationsraum der Kalkarenite getrennt waren. Denn die Art der Zementierung gewisser Oolithe, Auslaugung von Ooiden aus der Grundmasse, gelegentlich Rotfärbung (verschwemmte Verwitterungsböden) weisen auf zeitweise subaerischen Bedingungen ausgesetzte Partien. Auch sind Verfingerungen von Peliten mit Oolithen zu beobachten (Nr. 11b), sowie Limonit und Glaukonit in Oolithen, die nur eingeschwemmt sein können. Somit sind auch seitliche Übergänge zwischen den beiden Milieus nachgewiesen.

3. Analogien zu den Kalkareniten der Bahamas

Im folgenden sei ein Vergleich mit den rezenten Verhältnissen in den Bahamas und Florida versucht (Newell & Rigby, 1957; Ginsburg, 1957; Illing, 1954).

a) *Rezente Sedimente.*

1. Ooide mit grossem Kern und wenigen Lagen (Illing, 1954, p. 35, Taf. 4.3, 4.4; Newell & Rigby, op. cit., p. 53): S. Agata, Nr. 32, 21a, 17b, 17a, 13, 11b, 8, 5, 1.

2. Organodetritus oder kryptokristalline Partikel mit dünnem oolithischem Saum (Illing, 1954, p. 31, 36, Taf. 3.4, 4.6): S. Agata, Nr. 33 (hier besteht speziell Übereinstimmung in der Eigentümlichkeit, dass organodetritische Körner oft zunächst von einem kryptokristallinen und erst darüber von einem oolithischen Saum umgeben sind, vgl. Illing, 1954, p. 40, Zeile 26–27), ferner Nr. 32, 21b, 21a, 17a, 11b, 5, 1.

3. Grössere kryptokristalline (biogene) Massen von unregelmässiger, teils unscharfer, teils krümelig zerbrochener Begrenzung. Sie enthalten oft feinen Organodetritus. Vergleichbar mit den «*friable aggregates*» der Bahamas (Illing, 1954, p. 26, Newell & Rigby, p. 52): S. Agata, Nr. 21b, 19, 18, 17c, 17a, 14, 13, 8, 3b.

4. «*Grapestone lumps*», durch kryptokristalline Matrix verkittete, noch vorspringende Ooide und Pseudooide, traubige Aggregate (Illing, 1954, p. 30, 31, Taf. 3.7, 3.10): S. Agata, Nr. 18, 11a, 10, 8.

5. «*Botryoidal lumps*», ähnlich wie 4., doch mit oolithischem, in den Einbuchtungen dickerem, hier meist rekristallisiertem Saum (Illing, 1954, p. 31, Taf. 4.6): S. Agata, Nr. 21a, 17b, 17a, 15, 14, 13, 11a, 8, 5, 1.

6. «*Composite grains*», gleichen Ursprungs wie «*grapestone lumps*», doch gerollt (Illing, 1954, p. 29, Nr. 5, p. 30): S. Agata, Nr. 34, 32, 21b, 21a, 19, 18, 17a, 15, 14, 13, 11a, 10, 8.

7. Cyanophyceen-Knollen und Cyanophyceen-Krusten (Illing, 1954, p. 31, 32, Taf. 4.2): S. Agata, Nr. 36, 35, 33, 21b, 21a, 18, 13, 11a, 9, 8, 5, 4.

8. Im Innern oft poröse, spätig verkittete kryptokristalline Partikel, aussen dichter Saum, oft mit bohrenden Cyanophyceen (Illing, 1954, p. 31, Taf. 3.10, 4.1): S. Agata, Nr. 33, 17a, 13.

9. Kleine kryptokristalline Partikel innerhalb von grösseren (Illing, 1954, p. 45, Nr. 6): S. Agata, Nr. 21a, 13, 11a.

10. Eindeutig identifizierbare Koprolithen, in unserem Falle von Crustaceen (Favreinen), bei Illing (1954, p. 24–26, Taf. 3.1, 3.2) wahrscheinlich von Mollusken, nach Newell & Rigby (op. cit., p. 53) eher von Krabben: S. Agata, Nr. 37, 36, 18, 11b, 3c.

b) *Plio* (?) – *Pleistocaene Sedimente* (*Cay-rock*).

1. Lagenweise (selektiv) rekristallisierte Ooide: Alternanz von oolithischen und der Grundmasse analogen Lagen (Illing, 1954, p. 40, Zeile 20–23; vor allem p. 49, Zeile 26–29, Taf. 4.8, 4.10; Newell & Rigby, op. cit. p. 58, Taf. 14, Fig. 1; Ginsburg, op. cit., p. 96, Fig. 17): S. Agata, Nr. 32, 21a, 15 (gelegentlich zeigen sich hier Annuli mit gekrümmten Kristallen, die als Segmente die Kugelschalen ausfüllen; (vgl. Illing, 1954, p. 49, Zeile 29), 14.

2. Verkittende Spatisation in zwei Generationen (Ginsburg, op. cit., p. 96): S. Agata, Nr. 12, 10, 8, 5.

4. Unterschiede

1. Ooide in pelitischer Matrix. Newell & Rigby (op. cit., p. 54, 1. Spalte, besonders unter a) haben keine freien Ooide in Kalkpelit beobachtet. In den wenigen Fällen, wo in unserem Profil freie, gut figurierte Ooide in homogener, pelitischer (nicht biogener) Matrix vorkommen (vor allem Nr. 11b), spricht ihr Aufbau aus grossem Kern (meist gerollter Organodetritus) und wenigen Ooid-Lagen – und damit ihre Ähnlichkeit mit rezenten Bahama-Ooiden – gegen eine Bildung in situ, wie sie in analogen Fällen von Vaughan und Bucher (s. Newell & Rigby, op. cit., p. 53/54) postuliert wurde.

2. Der augenfälligste Unterschied liegt darin, dass immer wieder Einschaltungen von pelitischen, fossilarmen Sedimenten vorkommen, oft tonig, mit terrigenen Komponenten, z. T. primär-dolomitisch, dann besonders auf hoch-salines, vielleicht evaporitisches Milieu deutend. Pelitische Sedimente kommen zwar auch auf den Bahamas vor, doch sind sie rein karbonitisch, in den rezenten Sedimenten aragonitisch (Newell & Rigby, op. cit., p. 59–61). Sie treten gegenüber den Kalkareniten stark zurück und bleiben auf die seichten, hochsalinen Schelfbereiche im Lee grösserer Inseln beschränkt. Nach den durch Bohrungen gelieferten Daten (Newell & Rigby, op. cit., p. 63–65; Illing, 1954, p. 91–92) zu schliessen, bilden diese Kalkpelite Ausnahmen in der langen Bildungsgeschichte der Bahamas (Newell & Rigby, op. cit., p. 57), während der, angefangen in der unteren Kreide, über 4400 m vorwiegend rein karbonatische Kalkarenite abgelagert wurden (Illing, 1954, p. 92). Feinpelitische Sedimente sind jedoch heute in der Florida Bay weit verbreitet (Ginsburg, op. cit.).

Die Verteilung der kalkarenitischen und pelitischen, beziehungsweise mergeligen Lagen mit terrigenen Einschwemmungen über unser Profil lässt an Periodizität, wenngleich ziemlich unregelmässige (m- bis 10m-rhythmisch), denken. Die zyklische Gliederung (etwa Nr. 2-3, 4–5, 6–10, 11–?, 22–26) ist vor allem wegen der Lückenhaftigkeit des Profils nicht mit aller Deutlichkeit abgezeichnet. Immerhin sind die Grenzen zwischen kalkarenitischen und mergeligen bzw. pelitischen Lagen oft sehr scharf ausgebildet (besonders zwischen 1 und 2, 21 und 22), gelegentlich durch plötzlich einsetzenden Gehalt an Glaukonit und detritischem Quarz gekennzeichnet und damit vielleicht durch Schichtlücken bedingt. Es liegt nahe, in solchen Fällen einen Zusammenhang mit synsedimentärer Bruchschollen-Tektonik anzunehmen, wofür direktere Hinweise bestehen, die später, im tektonischen Teil angeführt werden sollen. Direkte sedimentologische Hinweise fehlen in diesem Profil, vielleicht mit der Ausnahme des Gehaltes an detritischem Quarz in pelitischen Lagen an der Basis gewisser Zyklen. Die seltenen Fälle von «graded bedding» (besonders Nr. 28) bezeichnen nicht etwa Turbidite und stehen kaum in Zusammenhang mit synsedimentären Verstellungen. Mit ihrer mm-rhythmischen Periodizität und dem raschen Übergang von grober zu feiner Fraktion sind sie viel eher als lokaler Ausdruck von periodischer mechanischer Aufarbeitung im Gezeitenbereich zu werten (vgl. Richter, 1936, p. 222–226; Häntzschel, 1936, p. 328–337).

Für periodische Trockenlegung sprechen hier auch die häufigen Abtragungsflächen mit Aufarbeitung und Resedimentation über dem feinpelitischen Dach der mm-Zyklen sowie die undeformierten Gänge von bohrenden Organismen.

Die frappanten Analogien zwischen unseren Kalkareniten und denen der Bahamas legen auch hier den Schluss nahe, dass es sich um authigene Bildungen handelt und nicht um solche, die ihre Entstehung der mechanischen Aufarbeitung schon bestehender Kalke und Dolomite verdanken (vgl. Illing, p. 91). Derartige, epiklastische, resedimentäre Kalkarenite kommen zwar in anderen Rhät-Profilen unseres Gebietes vor und sollen später noch auswahlsweise behandelt werden. Es handelt sich aber stets um Einschaltungen, sie bilden jedenfalls nicht die Regel, wie dies für die unterliasischen Kalkarenite (Transgressionsfazies, vgl. p. 589), westlich Arzo der Fall ist.

3. Die häufigen Vorkommen von Mineralien, die auf leicht reduzierende Bedingungen schliessen lassen (meist in Limonit umgewandelter Pyrit, Glaukonit) in den Kalkareniten, passen schlecht zum offensichtlich oxydierenden Milieu ihres Ablagerungsraumes, wie früher schon angedeutet wurde. Die Möglichkeit einer Einschwemmung aus benachbarten, andersartigen Ablagerungsräumen ist nicht von der Hand zu weisen, in gewissen Fällen (Ooide mit Glaukonit im Kern, Nr. 12, 10, 6; Glaukonit und Limonit in biogen verkrusteten Bivalvenschalen, Nr. 9) sogar wahrscheinlich. Häufig spricht jedoch die Beziehung dieser Körner, speziell des Erzes, zum kalkarenitischen Gefüge dagegen, sei es diskordant dazu (Nr. 18, 12, 10, 8, 4, 1) oder pseudomorph nach spätigem Calcit bzw. Dolomit.

Nach Überdeckung durch pelitische Sedimente, in denen reduzierenden Bedingungen herrschten und sulfidisches Eisen gefällt wurde (bakterielle Tätigkeit, vgl. Ginsburg, op. cit., p. 88–89), standen wahrscheinlich die kalkarenitischen Lagen mit ihrem Porenwasser im Bereich des biochemischen Zustandes des Han-

genden. Dadurch mag es zu Kalk-Lösung und gleichzeitiger metasomatischer Pyrit- oder Glaukonit-Bildung gekommen sein. Ein Teil dieser Bildungen geht vielleicht auf das Konto früh- oder spät-diagenetischer Breccierung und belteroporer Infiltration aus dem Hangenden.

Von einer eingehenden Beurteilung der häufigen Glaukonit-Vorkommen in ökologischer Sicht möchten wir absehen, da in jüngster Zeit Burst (1958) darauf hingewiesen hat, dass unter die mineralogische Bezeichnung «Glaukonit» verschiedene, z. T. heterogene und gemischte Gittertypen von Schicht-Silikaten fallen. Er postuliert die Möglichkeit von Rückschlüssen auf den Ablagerungsraum aus den verschiedenen Glaukonit-Typen (er teilt sie in 4 Kategorien ein). Eine physikalisch-chemische Untersuchung unserer Glaukonit-Vorkommen liegt ausserhalb des Rahmens dieser Arbeit und unserer Möglichkeiten, wäre aber sicher anzustreben, umsomehr, als sowohl Anzeichen für Schichtlücken, wie für lagunäre Verhältnisse bestehen, die nach Burst jeweils durch verschiedene Glaukonit-Typen gekennzeichnet sind.

5. Mikrofazies und Korrelation

Es wurde schon darauf hingewiesen, dass deutliche Analogien hinsichtlich Lithologie (im Handstück) zwischen gewissen charakteristischen Lagen (helle dolomitische Oolithe mit plastisch vorspringenden Ooiden, S. Agata-Profil Nr. 13–17) unseres Gebietes und des Campo dei Fiori bestehen. Eine oolithische Bank vom Monte Tre Croci (von Leuzinger, p. 107, in Profil 3 nicht angegeben) zeigt auch im Dünnschliff bemerkenswerte Übereinstimmung mit Nr. 13 des S. Agata-Profils. Ebenso Schicht d (4) in Senns Rhät-Profil von Frascarolo (op. cit., p. 572) mit S. Agata Nr. 17b.

Eine noch erstaunlichere Ähnlichkeit zeigt sich zwischen S. Agata Nr. 21b und einem Block mit *Thecosmilia clathrata* (Emmr.), der in einem Riff-Komplex innerhalb von unterliasischem Kieselkalk, S Alpe Bolgia (722000/099300) steckt[13]). Damit ist – abgesehen von der Bestätigung der Gleichaltrigkeit und damit der allochthonen Lagerung dieser Riffkomplexe (von Lehner 1952, p. 127, Taf. VI, als autochthon aufgefasst) – ein sehr wichtiger Hinweis auf die Paläogeographie des oberen Rhät gegeben, in einer Gegend, wo so gut wie keine Hinweise auf die ursprüngliche Sedimentbedeckung bestehen. Aus Analogien zwischen diesem Gebiet und dem des Monte Generoso hinsichtlich Beckenfazies, Tektofazies (vor allem im Verlauf der Luganer- bzw. der Monte Grona-Linie) und wegen gewisser Eigentümlichkeiten der Lagerung dieser Vorkommen (sie werden von Bernoulli in seiner Dissertation ausführlich behandelt), kann geschlossen werden, dass sie von einem Schwellengebiet im W oder NW, im Hettangien in das Becken hineingerutscht sind. Damit ist auch ausgesagt, dass im Raume N Lugano in oberrhätischer Zeit gleiche Sedimentationsverhältnisse herrschten wie bei Tremona, und dass sich die Luganer-Schwelle mit aller Wahrscheinlichkeit auch im unteren Lias bis dorthin fortsetzte.

[13]) Vgl. Bernoulli, Dissertation; Reinhard, M., & Bernoulli, D., (im Druck): Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz: Bl. 1333, Tesserete, Fototafel, Fig. 1 und 2.

6. Dolomite und Dolomitisation

Wie aus der gefügekundlichen Einzelbeschreibung des Profils hervorgeht, sind Dolomit und Magnesium äusserst uneinheitlich verteilt. Die Vielfalt der Typen ist auch hier in vertikalem Sinne am augenfälligsten. Doch selbst im Streichen sind bedeutende Unterschiede – wie sie beispielsweise anhand von 3b dargelegt wurden – nicht ungewöhnlich. Deshalb haben wir von einer quantitativen Darstellung meistens abgesehen und nur in Fällen, wo keine Dünnschliffe angefertigt werden konnten, haben wir calcimetrische Angaben vermittelt, mehr mit der Absicht, die extremen Schwankungen vor Augen zu führen (vgl. 22a und 22b).

Immerhin kann aus den Gefügemerkmalen ein qualitatives Schema gewonnen werden, mit Rückschlüssen auf ökologische Aspekte:

a) Oft kreidige Dolomit-Pelite, meist interstiellen Limonit und detritischen Quarz enthaltend (3a, 23, 27, 28). Lagunäre, hoch saline bis evaporitische Verhältnisse und reduzierende Bedingungen sind anzunehmen. Frühdiagenetische Dolomitisierung, eventuell direkte Dolomit-Ausfällung scheint unter diesen Umständen wahrscheinlich. Für das erste sprechen terrigene Einflüsse und Beteiligung von feinkörnigem biogenem Material, in gewissen Fällen (Nr. 28) Ablagerung im Gezeiten-Bereich (vgl. Fairbridge, op. cit., p. 153–156).

b) Dolomitische Ooide (Nr. 13-17). Ihre Lagen sind aphanitisch bis fast isotrop, deutlich konzentrisch abgezeichnet, manchmal radial struiert, im Dünnschliff (Durchlicht) bräunlich. Nicht oolithische, biogene Partien weisen im Dünnschliff meistens gleiches Gefüge und gleiche Farbe auf. Es sind fast immer grössere Massen von dichtem, feinen Organodetritus enthaltendem Material mit unregelmässigen, unscharfen und krümelig zerbrochenen Rändern, vergleichbar mit den «friable aggregates» der Bahamas (vgl. p. 569, unter 3.), wenn auch bedeutend grösser. Sie weisen vielleicht darauf hin – zusammen mit interstitiellem Limonit, dass hier geringe Wasser-Durchbewegung stattfand, die aber doch zur Ooid-Bildung in leicht reduzierendem Milieu ausreichte. Ob tatsächlich direkt Dolomit in den Ooid-Lagen abgelagert wurde, kann vielleicht eine röntgenographische und T.D.A.-Untersuchung entscheiden. Das einzige uns bekannte vergleichbare Beispiel freier chemischer Dolomit-Anlagerung bilden möglicherweise die von Sander (op. cit., p. 84–85, Fig. 22 und p. 119) beschriebenen Dolomitsinter (dolomitischer Glaskopf) und dolomitischen Gross-Oolithe.

Ohne kristallographische und röntgenographische Untersuchungen der Ooide ist die Möglichkeit nicht auszuschliessen, dass die Ooid-Lagen und z. T. das dichte biogene Material penekontemporär-metasomatisch dolomitisiert wurden, ohne wesentliche Änderung des Korns. Illing (1954, p. 40–41; 1957, p. 76) hat darauf hingewiesen, dass die aragonitischen Lagen der Bahama-Ooide, mit tangential orientierten Kristalliten, oft in ein stabileres, richtungslos-kryptokristallines Gefüge rekristallisiert werden und dass analog aragonitischer Organodetrius, wahrscheinlich unter Mitwirkung von Cyanophyceen und Bakterien, in eine homogene dichte Matrix übergeführt wird. Es ist denkbar, dass die Ooide aus einem für ihre Bildung günstigeren Raum in seichtere, von Cyanophyceen und damit assoziierten porösen «*friable aggregates*» beherrschte Bereiche geschwemmt wurden, wo sie unter

speziellen, leicht reduzierenden Bedingungen, in situ, zusammen mit den biogenen Karbonaten dolomitisiert wurden, ohne Korn-Vergröberung.

c) Mechanisch angelagerte oder in situ an freier Anlagerungsfläche gebildete Dolomit-Rhomboederchen (Nr. 30). Sie sind ± idiomorph, von den kleineren Calcit-Kristallen der Matrix ungleichmässig angefressen und meist auch im Innern durchsetzt. Ein Vergleich mit rezenten Vorkommen von authigenen, an freier Anlagerungsfläche gebildeten Dolomit-Rhomboederchen (Böggild, Correns, vgl. Fairbridge, op. cit., p. 149/150) liegt auf der Hand. Die rezenten Beispiele unterscheiden sich von den unseren durch ihre Seltenheit (höchstens 2% des Gesamtsediments), ihre kleineren Dimensionen (gewöhnlich um 10–20 μ), grössere Tiefe (1000–4000 m) und grössere Landentfernung (500 km).

d) Biogener, hoch Mg-haltiger Calcit.

Dieses Material hat vor allem in der neueren Literatur zunehmende Bedeutung in der Dolomit-Forschung erlangt (Fairbridge, op. cit., p. 138–140). Sein metastabiler Zustand prädestiniert es als «Auslöser» weiterer Mg-Anreicherung in frühdiagenetischem Stadium (Cayeux: «*centres d'attraction*»; Beales: «*trigger effect*», vgl. Fairbridge, op. cit., p. 158, 170).

Hoch Mg-haltiger Calcit ist hinsichtlich seiner Metastabilität dem Aragonit vergleichbar. Immerhin soll sich Mg-Calcit stabiler als Aragonit verhalten.

Es erscheint deshalb erstaunlich, dass sich in diesen rhätischen Sedimenten Mg-Calcit so reichlich erhalten hat[14]). Dies möchten wir folgendermassen interpretieren:

Das ursprüngliche biogene Gefüge hat sich sehr oft in Knöllchen und dichten Krusten (vornehmlich Cyanophyceen) erhalten. Eine vielleicht partielle Rekristallisation, Reorganisation des Gefüges, ohne Änderung des Chemismus und wesentliche Kornvergrösserung, mag stattgefunden haben. Durch die Beibehaltung des kryptokristallinen Zustandes und damit einer weitgehenden Impermeabilität haben diese Bereiche ihr Inneres vor Rekristallisation bzw. Dolomitisation geschützt. Dadurch blieb der metastabile Zustand in diesen Partien «festgefroren». Dafür sprechen zwei beobachtete Sachverhalte:

1. In einigen Beispielen liegen im selben, richtungslosen Dünnschliff-Bereich, nicht etwa lagenweise getrennt, völlig kalkspatisierte Bivalvenschalen neben solchen, die die ursprüngliche Struktur noch enthalten. Damit sind stets ± ausgeprägte biogene Krusten assoziiert. Besonders in 21b zeigen sich innerhalb von grossen, dichten biogenen Partien Bivalvenschalen von einem Erhaltungszustand, der einem Schnitt durch rezentes Material gleichkommt (cf. Fig. 15).

2. Dichte, biogene Partien, z. B. die Bivalvenschalen mit dichten Cyanophyceen-Krusten in Nr. 9 (Fig. 5), liegen mitunter in stark durch Rhomboederchen dolomitisierter Matrix und weisen selbst nur gelegentlich vereinzelte Dolomit-Rhomboederchen auf. In Nr. 17a (Fig. 9), 13 zeigen sich Knöllchen aus dichtem

[14]) Vorauszusetzen ist natürlich Zuverlässigkeit der Färbmethode (nach Friedmann, 1959). Der Nachweis wurde hier in einigen Fällen doppelt geführt: Färbung durch Hämatoxylin und Titangelb in 30% NaOH, sowie durch Titangelb in 5% NaOH. Friedmann hat diese Färbungen an rezentem kryptokristallinem Material (Alcyonarien) durchgeführt. Unser Material ist im Korn wohl kaum verschieden. Eine Bestätigung durch spektrographische Analyse konnte nicht durchgeführt werden, wäre jedoch anzustreben.

(biogenem?) Material, die einen deutlichen Saum aus ± dichtstehenden Dolomit-Rhomboederchen aufweisen, wobei oft noch zu erkennen bleibt, dass dieser mit einer ursprünglich stark von bohrenden Cyanophyceen durchsetzten Peripherie zusammenfällt.

In diesem Zusammenhang möchten wir darauf hinweisen, dass nach Bandy (1954) Aragonit in Schalen von Mollusken und Foraminiferen recht stabil sein kann. Er hat mit Färbemethoden und Röntgen-Analysen Aragonit in den Schalen tertiärer und oberkretazischer Foraminiferen nachgewiesen.

Hoch Mg-haltiger Calcit mag trotzdem eine bedeutende Rolle in der frühdiagenetischen Dolomitisation gespielt haben, als feines Gereibsel in den Interstitia der Grundmasse und in porösen Aggregaten sowie bei Mitbeteiligung am Aufbau ursprünglich aragonischer Ooide.

e) Frühdiagenetische Dolomitisation.

Häufig sind Beispiele partieller, vorherrschend metasomatischer Rhomboederchen-Dolomitisation von Kalkareniten, die in ± fortgeschrittenem Frühstadium stehen blieb. Dabei ist meistens ein selektives Verhalten zu beobachten, das sich, je nach der Art der kalkarenitischen Komponenten, im wesentlichen in zwei Weisen manifestiert:

1. Die kalkarenitischen Komponenten werden zuerst erfasst: es handelt sich der kugeligen Form und dem häufig noch abgezeichneten konzentrischen Aufbau nach um Ooide (Nr. 3b, 3c, 17c, 30 und Fig. 17). Aus Analogie kann auf Oolithe geschlossen werden, die ursprünglich den Schichten Nr. 10, 12 ähnlich gesehen haben müssen. Die aragonitischen Ooide mit Beteiligung von

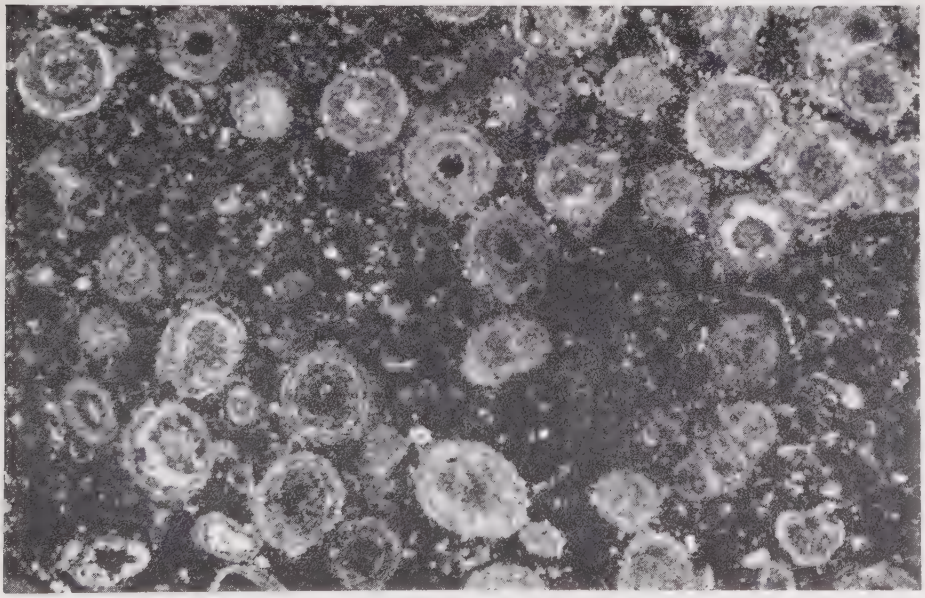


Fig. 17. Rhät, kleiner Steinbruch S Grom (N Besazio). Dolomitisierte Ooide in calcitisch-spätiger Grundmasse (durch Hämatoxylin dunkel gefärbt). Später erfolgte metasomatische Dolomitisation (helle Partien in den Ooiden und Rhomboederchen in der Grundmasse). 20×.

biogenem, Mg-haltigem Calcit (Cyanophyceen) wurden vorzugsweise vor der calcitisch-spätigen Grundmasse dolomitisiert (vgl. FAIRBRIDGE, op. cit., p. 159, oben rechts). Bei fortschreitender Diagenese beginnen Dolomit-Rhomboederchen auch die Grundmasse zu erfassen, vielleicht ausgehend von feinverteiltem biogenem Detritus. Dies führt zu fleckigen Dolomiten («*mottled limestones*» in der amerikanischen Literatur, vgl. FAIRBRIDGE, op. cit., p. 158, rechts), wie in Nr. 3b, 3c.

2. Die Grundmasse wird zuerst erfasst: es handelt sich um Spergenite mit meist untergeordnetem Anteil an echten Ooiden. Die organodetritischen Komponenten sind häufig von biogenen Krusten umgeben und wahrscheinlich frühdiagenetisch kalkspatisiert. Damit assoziieren sich auch biogene Knollen (Cyanophyceen). Diese biogenen Anteile schützen wahrscheinlich durch das eigene kryptokristalline, impermeable Gefüge ihren Innenraum vor Dolomitisation, so wie sie häufig ihren metastabilen mineralogisch-chemischen Zustand bewahren. In den Interstitia fein verteilter Detritus aus biogenem Calcit, wie er in nicht dolomitisierten Kalkareniten oft zu beobachten ist, hat wahrscheinlich die Dolomitisation der Grundmasse ausgelöst. Gelegentlich beginnt die Rhomboederchen-Dolomitisation gerade an den Rändern der Komponenten, besonders bei dünnen Krusten (cf. Fig. 5, 6, 20).

Mitunter zeigt sich belteropore Rhomboederchen-Dolomitisation entlang frühdiagenetischen Rupturnetzen.

f) Spätdiagenetische Dolomitisation. Schichten 3b und 3c zeigen Übergänge zu dieser Phase. Typische Vertreter sind jedoch Schichten Nr. 24–26. Hier zeigt sich durchwegs rein dolomitisches, mittel- bis grob-körniges, verzahntes Gefüge. Dabei ist häufig der ursprüngliche kalkarenitische Zustand noch reliktisch abgezeichnet (vgl. FAIRBRIDGE, op. cit., p. 159, links unten).

Für beide Arten von Dolomitisation lassen sich aus schon behandelten oder aus noch zu besprechenden Sachverhalten kausale Indizien ableiten. Die schon erwähnte periodische Einschaltung von pelitischen Sedimenten, die auch in den durch sie überlagerten, ursprünglich in oxydierendem Milieu abgelagerten Kalkareniten reduzierende Bedingungen begünstigten, mögen damit auch einer Dolomitisation Vorschub geleistet haben. Dies jedoch nur solange, als durch ihre Kompaktion beziehungsweise impermeable Abdichtung gegen oben die Mg-Zufuhr aus dem Meerwasser nicht unterbunden war, respektive das im Porenwasser der Kalkarenite enthaltene Mg nicht aufgebraucht war. Dass der letztgenannte Zustand den ersten überdauert hat, d. h. nach wirksamer Abdichtung nach oben die Dolomitisation weiterschritt, mag Schicht Nr. 1 demonstrieren, wo stärkere Dolomitisation offensichtlich mit frühdiagenetischer Pyrit/Limonit- und Glaukonit-Anreicherung konkomitiert, womit auch für die in kleinsten Bereichen wechselnden, delikaten dolomitbildenden, physikalisch-chemischen Bedingungen Hinweise gegeben sind.

Ein weiterer Umstand, der an der frühen Unterbrechung der Dolomitisierung beteiligt sein dürfte, findet sich in den späteren, hauptsächlich unter- und mittelliasischen Vertikalbewegungen der tektonischen Scholle, zu der dieses Rhät-Profil gehört. Sie sollen später, im tektonischen Teil, noch eingehend behandelt werden (vgl. p. 625-626). Dabei haben die z. T. starken Hebungen und Senkungen die

delikaten physikalisch-chemischen Gleichgewichtszustände, die bei fortschreitender Subsidenz die Dolomitisation förderten, offenbar gestört (vgl. FAIRBRIDGE, op. cit., p. 158, rechts) und den einmal erreichten Dolomitisationsgrad bei fortschreitender Diagenese «festgefroren».

Die seitlichen Übergänge in stärker dolomitisierte Partien, wie sie in Schicht Nr. 3b evident hervortreten, können vielleicht mit der stark diskordanten Auflagerungsfläche der Lias-Kalke in Beziehung gebracht werden.

Die vollständige Dolomitisierung gewisser Partien (Schichten Nr. 24–26) mag vielleicht auf ausnehmend langes Andauern günstiger Subsidenz-Bedingungen zurückgeführt werden. Dies erscheint jedoch aus dem Verhalten des Liegenden wenig wahrscheinlich. Aus dem Verlauf der diskordanten Emersionsfläche, die in den aufgeschlossenen Partien bis Schicht Nr. 28 hinabreicht, aber anderwo vielleicht noch tiefer, kann auf epigene Dolomitisation geschlossen werden, die ein bereits fortgeschrittenes Stadium zu Ende führte.

B. Weitere Rhät-Vorkommen

1. Korrelation nach Süden. – Zwischen Gromesago und Ronco (718150/081600) sind südlich S. Agata nochmals massige rhätische Kalke aufgeschlossen, die zur selben tektonischen Scholle gehören wie das Rhät-Profil von S. Agata. Am südlichen Rand des Aufschlusses (cf. Taf. I), etwas links von der Mitte, ist die markante Grenze zwischen Schicht Nr. 21, hier im Dach wiederum *Thecosmilia clathrata* (EMMR.) führend, und Schicht Nr. 22 wiederzufinden. Die letztgenannte Schicht ist hier weniger mergelig und in Nestern grobkörnig dolomitisiert.

2. In den Steinbrüchen von Arzo. – Hier finden sich wiederum wichtige Rhät-Aufschlüsse. Sie sind vor allem im Dach dieser Serie besonders günstig, da sie durch den Betrieb im grossen Steinbruch mit der Steinbrech-Anlage (E, F/11) ständig frisch gehalten werden. Die Vorkommen erstrecken sich von hier aus noch weiter hangaufwärts nach N und sind in einigen kleinen, verlassenen Steinbrüchen aufgeschlossen. Die Auflagerung auf Hauptdolomit verläuft mitten durch dichten Buschwald und ist schlecht aufgeschlossen. Immerhin lassen sich an einigen Stellen Breccien beobachten, oder gelbliche, z. T. mergelige Rhät-Kalke, die in feinen Adern in den Hauptdolomit greifen. Im kleinen Steinbruch (E/9 E) ist in der untersten Ecke ebenfalls der Kontakt aufgeschlossen: in gelben Mergelkalken und Lumachellen liegen grössere und kleinere Blöcke von z. T. stark verwittertem Hauptdolomit. Die Aufschlussverhältnisse sind jedoch auch hier nicht so günstig, wegen der starken Anwitterung und der intensiven Durchdringung durch Lias-Sedimente in Gängen und Adern.

Den besten Einblick in den Habitus der Rhät-Sedimente unseres Gebietes gewährt die N.-Wand des schon erwähnten grossen Steinbruchs. Hier sind auf ca. 10 m Mächtigkeit rhätische Kalke und Dolomite stets frisch aufgeschlossen. Abgesehen von der später noch zu besprechenden intensiven Durchdringung durch liasische Sedimente in Gängen und Adern, so dass stellenweise der Aspekt einer groben Breccie entsteht, fallen lithologische Unterschiede im Vergleich mit dem S. Agata-Profil auf: mächtigere mergelige Lagen treten zurück, ebenso echte Oolithe. Dafür spielen massige, z. T. dolomitische Kalke (vergleichbar etwa mit

Schicht Nr. 20, 30 im S. Agata-Profil) und kredige, pelitische, z. T. mm-rhythmische Dolomite eine bedeutende Rolle. Im Unterschied zu S. Agata sind oft klastisch-detritische Kalkarenite und Calcirudite zu beobachten.

Zur schon erwähnten starken liasischen Bruch-Tektonik treten noch die Auswirkungen alpiner Tektonik, die sich in sub-schichtparallelen Scherflächen äussern. Es hält deshalb ausserordentlich schwer, hier ein zusammenhängendes Profil zu geben. In der NW-Ecke des Steinbruchs, unter der Auflagerung der Lias-Kalke, ist vielleicht die grösste ungestörte Mächtigkeit aufgeschlossen (Fig. 18).

Einige besonders charakteristische lithologische Typen seien hier für eine kurze mikrofazielle und gefügekundliche Beschreibung herausgegriffen:

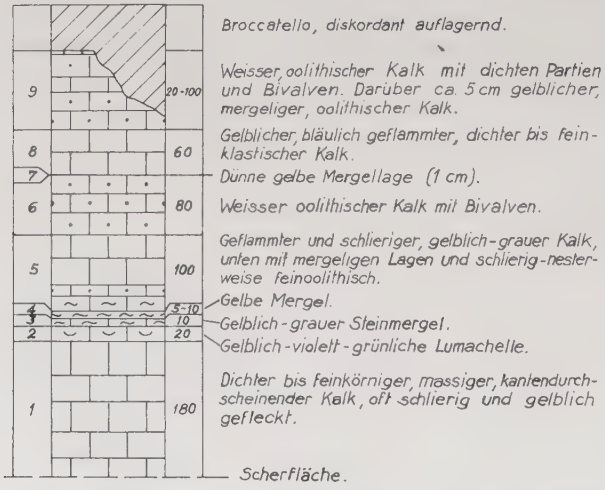
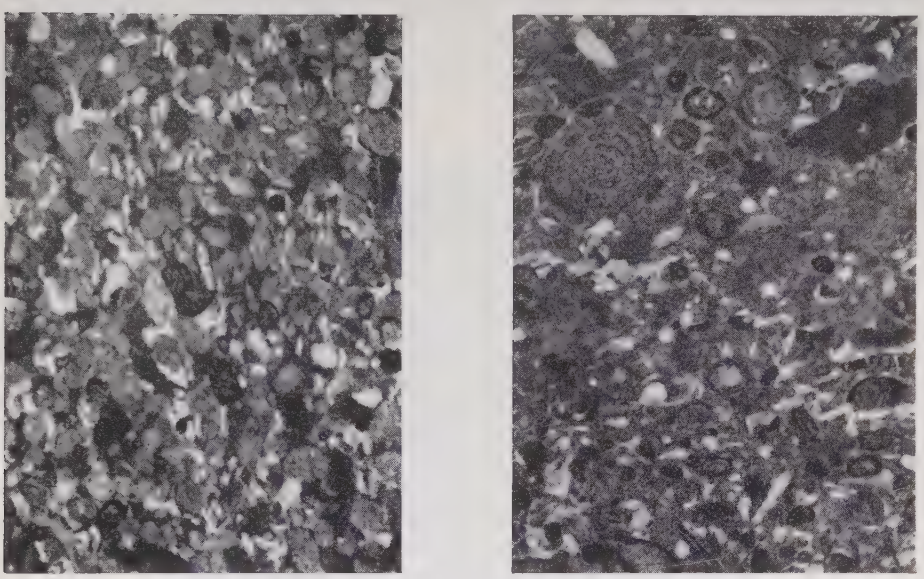


Fig. 18. Stratigraphisches Profil des Rhät-Daches in der NW-Ecke des grossen Steinbruchs von Arzo (E/11 auf Taf. IV), 1:100. Links Schichtnummern, rechts Mächtigkeiten in cm.

a) Über dem oben gegebenen Profil (Fig. 18), an anderer Stelle anstehend: Grünlicher bis violetter, feiner Kalkarenit, dicht erfüllt von gut sortierten, ziemlich gerundeten, meist kalkigen, gelegentlich dolomitischen oder gemischten lithischen Pseudooiden (⌀ 0,2–0,4) von verschiedenem Korn. Die Komponenten liegen teils in dichter, rotpigmentierter (durch Hämatit?), teils in spätig calcitischer Grundmasse. Viele dieser Komponenten sind intensiv rot pigmentiert oder weisen einen roten Saum auf (Hämatit?); andere, im Handstück deutlich sich abzeichnende, sind schwarz oder dunkelgrün. Häufig kommt auch Organodetritus vor: Trümmer von Bivalvenschalen, Echinodermen, Foraminiferen, alle gewöhnlich honig-gelb im Durchlicht. In einem Schliff wurde *Involutina turgida* Kristan, 1957 erkannt. Das gesamte Gefüge ist regellos durch Rhomboederchen metasomatisch ± stark dolomitisiert (Fig. 19a).

In diesem Zusammenhang, um auch hier auf die Möglichkeit der mikrofaziellen Korrelation über weitere Strecken hinzuweisen, möchten wir ein Gesteinsmuster vom Monte Tre Croci (Campo dei Fiori) anführen: es handelt sich um ein Geröll, das zusammen mit anderen, lithologisch verschiedenen, oft von bohrenden

Organismen bearbeiteten, in Terra rossa[15]) eingebettet lag, die taschenförmig tief in Rhät-Kalke hinein greift und von unterem Lias eingedeckt wird. Es ist ein Kalkarenit mit schlecht sortiertem, vorwiegend feinem, meist schwarzem, kalkigem Detritus, dessen Komponenten sich in der gleichen Grössenordnung wie im oben beschriebenen Kalkarenit aus den Steinbrüchen von Arzo bewegen, doch gelegentlich bis zu 5 mm ∅ erreichen. Die Grundmasse ist vorwiegend dicht. Das Dünnschliffbild ist dem obenbeschriebenen sehr ähnlich (Fig. 19b). Organo-



a b

Fig. 19. Epiklastische Kalkarenite (lithische Wacken) im Rhät.
a) Grosser Steinbruch von Arzo (cf. p. 578).
b) Monte Tre Croci (Campo dei Fiori). Links oben ? *Triasina* sp.

detritus ist häufiger, meistens ebenfalls honig-gelb bis bräunlich im Durchlicht. Viele Foraminiferen, darunter:

Involutina turgida Kristan
? *Triasina* sp.

Wir stellen die letztgenannte Form mit Vorbehalt zu diesem monotypischen Genus, das 1954 von Majzon für seine *T. hantkeni* und ihre var. *elliptica*, aus dem Rhät Ungarns, aufgestellt wurde. Unsere Form erscheint gegenüber der ungarischen ein wenig grösser (grösster Durchmesser 1,0 mm gegenüber 0,7 mm) und weniger flach. Majzon bildet auch isolierte Formen ab, gibt aber keine orientierten Schnitte, so dass ein eingehender Vergleich schwer fällt, besonders weil unser Material nur in Schliffen vorhanden und nicht gerade zahlreich ist.

Noch näher steht unsere Form, auch hinsichtlich Schalenbeschaffenheit (was sich anhand von Majzons schlechten Abbildungen nicht entscheiden lässt),

[15]) Im Gegensatz zu den weitverbreiteten Terrarossa-Vorkommen am Campo dei Fiori (vgl. Leuzinger, op. cit., p. 108/109, Taf. II) konnten wir in unserem Gebiet Terra rossa nur in einem räumlich sehr beschränkten Aufschluss nachweisen (vgl. p. 607).

Pseudolacazina (?) aus dem Rhät von Lovinzola (Udine, Italien), in Agip Mineraria, 1959, Taf. XXX, 1; Taf. XXXI, 1; XXXIX, 1.

Weitere sehr ähnliche Gesteine mit den charakteristischen dunkelgrünen bis schwarzen, kalkarenitischen Komponenten, gelegentlich mit deutlichem «*graded bedding*», finden sich am Hang ESE unterhalb der Cantine di Tremona (um 718.545/081.150), im Dach des Rhät. Häufig sind dann Übergänge zwischen solchen vorwiegend klastisch-resedimentären und vorherrschend authigenen Kalkareniten (Spergeniten) vom Typus S. Agata (etwa mit Nr. 34 vergleichbar), wobei die schwarzen, exotischen Komponenten zurücktreten (Fig. 20).

In einem Dünnschliff durch solches Material, aus den Sackungs-Spalten unmittelbar E der Cantine di Tremona, wurde ein Schnitt durch *Semiinvoluta*

Fig. 20. Rhätischer Kalkarenit, 100 m ESE Cantine di sotto. Ähnliche Komponenten wie in Fig. 21. Lagenweise, ± scharf abgegrenzt auftretende metasomatische Rhomboederchen-Dolomitisation, die sich fast ausschliesslich auf die Grundmasse beschränkt. Färbung mit Hämatoxylin. 20×.

clari KRISTAN, 1957 festgestellt. Genus und Spezies wurden für eine Form aus dem Rhät der Nördlichen Kalkalpen Österreichs aufgestellt (Fig. 21).

b) Auf dem vorspringenden «E-Flügel» des grossen Steinbruches liegt als Dach eine ziemlich stark verwitterte, gelbe, z. T. violette oder grünliche, mergelige Lumachelle. Herabgefallene Stücke liegen massenhaft am Fusse der Wand herum. Sie ist möglicherweise identisch mit Schicht Nr. 2 auf dem oben gegebenen Profil und nur durch die starke Verwitterung so verschieden. Sie enthält massenhaft Bivalvenschalen, die sich schlecht isolieren lassen. Ausserdem kleine Wirbelchen von Ophiuren und gelegentlich Teile von Crustaceen.

c) Schicht 9 im Rhätprofil des grossen Steinbruches von Arzo bildet in ihrem komplexen Gefuge das wechselvolle diagenetische Schicksal ab, vor allem im Zu-

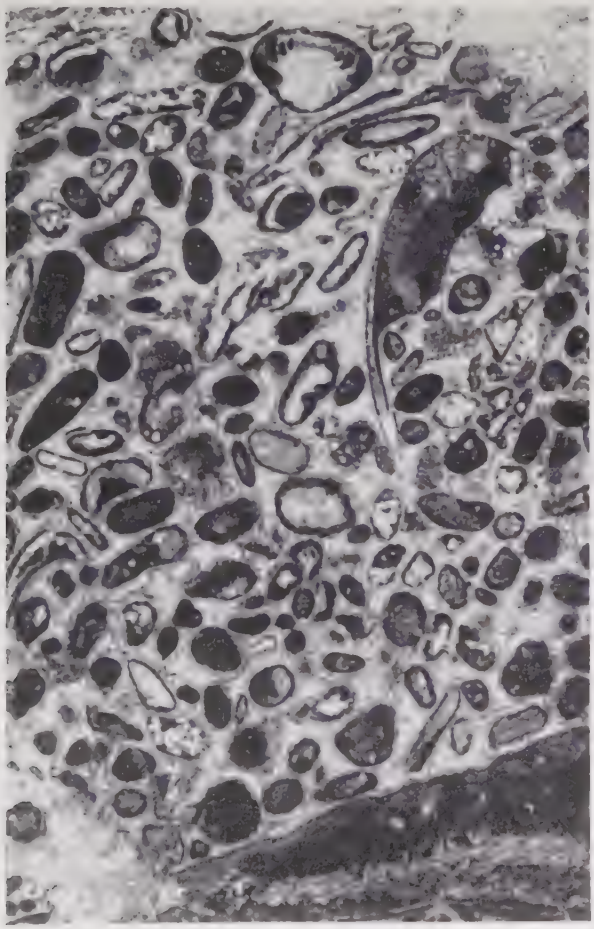


Fig. 21. Rhätischer Kalkarenit, Cantine di sotto. Lithusche, teils exotische Pseudoonde und gerollter Organodetritus, meist mit dünnem oolithischem oder biogenem Saum. Einige Komponenten sind durch Rhomboederchen dolomitisiert. Oben schiefer Schnitt durch *Semiinvoluta clari* KRISTAN. Färbung mit Hämatoxylin. 20×.

sammenhang mit der Emersion und der diskordanten Wiedereindeckung durch Kalke des unteren Lias. Der Dünnschliff zeigt grössere (⌀ 0,4–0,5) und kleinere (⌀ 0,07–0,3), meist undeutlich figurierte, rekristallisierte Ooide (unter den kleineren kommen vielleicht auch Koprolithen vor), ursprünglich in kryptokristalliner, durch Limonit pigmentierter Grundmasse, die nur an wenigen Stellen erhalten ist. Sie erscheint gewöhnlich spätig rekristallisiert. Die spätigen Kristalle bilden sich zuerst wandständig um die Ooide und erfassen dann die Zwickel. In wolkigen Bereichen erscheinen die grösseren Ooide von innen her ausgelaugt, wobei meistens nur noch die äusserste dünne Lage erhalten bleibt. Anschliessend, bezirksweise wechselnd, erfolgte grobe Dolomitspatisation der Lumina oder Beschlag zu ca. $^1/_4$ bis $^1/_3$ mit geopetalem, limonithaltigem, politischem D_2 (im Sinne SANDERS) und Kalkspatisation der restlichen Lumina. In anderen wolkigen Bereichen bleiben die Lumina offen (Fig. 22).

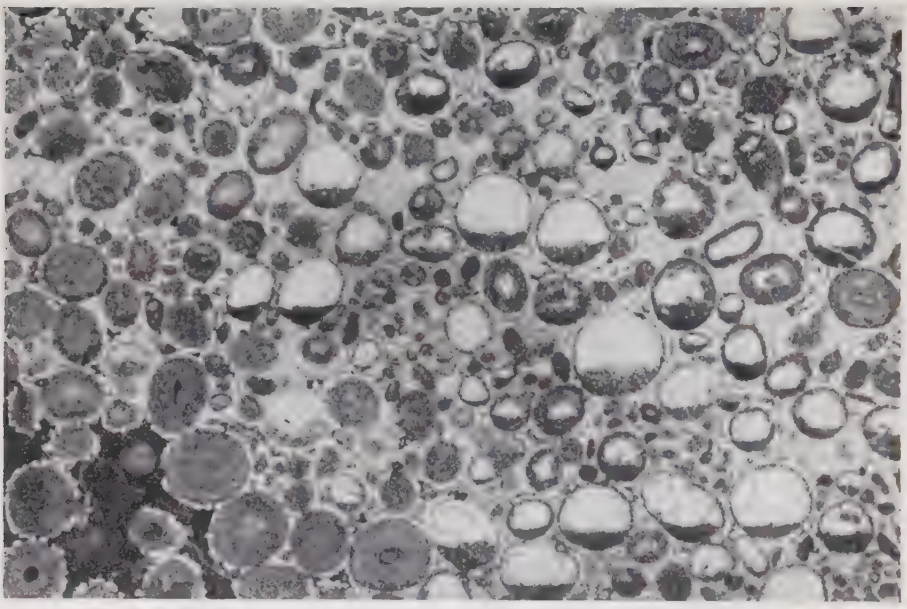


Fig. 22. Rhät, grosser Steinbruch von Arzo (Fig. 18, Nr. 9). Diagenetisch mehrfach umgestaltetes oolithisches Gefüge. 20×.

Eine gewisse Ähnlichkeit zeigen die massigen, weissen bis rosa, z. T. konglomeratischen Kalke N des Monte Tre Croci (Campo dei Fiori): die Grundmasse ist vorwiegend kryptokristallin, undeutlich fein-kavernös (biogen?) Die Ooide wurden fast ausnahmslos ausgelaugt und grob kalkspatisiert. Auch hier handelt es sich um das Dach des durch Unter-Lias transgressiv eingedeckten Rhät. Diese massigen Kalke wurden von LEUZINGER zum Sinémurien gestellt (op. cit., p. 111, Tafel II, Profil 5). Es scheint uns jedoch deutlich in Erscheinung zu treten, dass die Terra rossa auf der E-Seite des Grates taschenförmig tief in diese Kalke hineingreift und dass die Kieselkalke im Hangenden deutlich im Streichen abweichen. Übrigens ist hier zuoberst im Dach des Rhät, unmittelbar unter dem transgressiven Kontakt,

eine Bank aufgeschlossen, die frappante lithologische und mikrofazielle Ähnlichkeit mit S. Agata Nr. 33 aufweist.

3. Das Rhät-Vorkommen zwischen Selvapiana, Ligonago und Nava (500 m E Tremona.) – In einem Keilgraben sind hier Rhät-Sedimente wiederum in ansehnlicher Mächtigkeit (ca. 50 m) vertreten. Die Aufschluss-Verhältnisse lassen es zwar nicht zu, ein zusammenhängendes Profil zu geben. Doch gewährt immerhin die Bachrunse, die W Ligonago das N-Ende dieser Rhät-Scholle durchschneidet, Einblick in eine interessante, abweichende Lithofazies: es sind massige, weisse, ockergelbe, rosa, grünliche (vorwiegend helle Pastell-Töne), meist brecciöse Dolomite von mittlerem Korn. Sie enthalten splittrige Einschlüsse von hellgrauem Hornstein, meist teilweise, fleckig oder in Adern alteriert, dann kreidig weiss. Auf dem Dosso (Rücken zwischen Ligonago und Nava) und am Abhang gegen die Nava folgen im Hangenden Spergenite und Oolithe, etwa vom Typus S. Agata Nr. 1, 5, 11a bzw. 10, 12.

4. Am Süd-Fuss der Rhät-Aufschlüsse des S-Schenkels der Barozzo-Antiklinale, entlang dem Weg, der von Montecristo etwa auf gleichbleibender Höhe nach ENE führt, zwischen 715 675/081 680 und 718 750/081 700, sind wiederum sehr ähnliche Gesteine wie in der Bachrunse W Ligonago aufgeschlossen: weisse, gelegentlich schwach rosa oder grünlich gefärbte, mittel- bis zuckerkörnige Dolomite mit hellgrauen bis hellblauen Hornsteinen, teils in splittrigen Einschlüssen, teils in faustgrossen Nieren.

5. Ganz ähnliche Gesteine bauen fast den gesamten Schlosshügel von Stabio auf, und sind besonders schön zwischen Soldaten-Denkmal und Kapelle aufgeschlossen. Wie schon erwähnt wurde, hat Senn diese Gesteine zum Hauptdolomit gerechnet und die Hornsteine als eingepresste Partien des Kieselkalkes im Hangenden gedeutet. Diese Dolomite sind aber vom Hauptdolomit deutlich verschieden, ebenso weichen die Hornsteine im Habitus von denen des Kieselkalkes ab. Überdies kommen nicht nur splittrige Silex-Einschlüsse sondern auch Nieren vor, die randlich diffus in einen kreidigen, weissen Saum übergehen. Auch hier folgen im Hangenden Gesteine, die sich lithologisch und mikrofaziell mit Schichten des S. Agata-Profils vergleichen lassen: am Fusse der Treppe zur Kapelle, am besten um die Sitzbank, ist ein dolomitischer Oolith mit plastisch auswitternden Ooiden aufgeschlossen, vergleichbar mit S. Agata Nr. 13–17. Das Vorkommen von splittrigen Silex-Einschlüssen neben ungestörten Nieren desselben Materials mahnt an autoklastische Breccien im Sinne Van Hise' (vgl. Einleitung), umsomehr als hier wie an den anderen beschriebenen Stellen starke tektonische Beanspruchung in gepressten Antiklinal-Schenkeln und Flexuren als Voraussetzung gegeben ist.

C. Die Auflagerung des Rhät

Der Kontakt zum Hauptdolomit ist im allgemeinen nicht gut aufgeschlossen. Ausser den schon erwähnten Stellen in den Steinbrüchen von Arzo kann er noch an folgenden Orten gut beobachtet werden: 50 m NE Ronco Vassalli, hier durch Breccien oder feine Adern mit gelben, mergeligen Dolomiten als Grundmasse gekennzeichnet, und vor allem im S-Schenkel der Barozzo-Antiklinale. Der

Hauptdolomit im Liegenden ist hier und im N des Barozzo durch eine tiefgreifende, diskordante Breccierung gekennzeichnet. Als Grundmasse fungiert weisser, spätiger Calcit, untergeordnet gelbes, mergeliges Gereibsel, vor allem in den Zwickeln. Möglicherweise handelt es sich um subaerische Verkittung im Gefolge syngenetischer Tektonik im unteren Rhät. Ähnliche Breccien, mit bedeutenderer Beteiligung von gelben Mergeln, zeigen sich bei «Val di Pülas», an der Strasse Tremona–Guana sowie in der Felswand E Castello.

Besonders schön sichtbar ist der Kontakt in den südöstlichsten Aufschlüssen unseres Gebietes (718910/081800). Hier treten zuckerkörnige, helle Dolomite, die viel Glaukonit enthalten, in Kontakt mit Hauptdolomit und bilden mit ihm zusammen grobe, kavernöse Breccien. Der Kontakt kann aber stellenweise auch sehr scharf ausgebildet sein. Er ist überdies häufig durch Limonit-Konzentration charakterisiert, in Krusten, grösseren Einschlüssen oder als konzentriertes Pigment. Limonit-Krusten am Kontakt Rhät/Hauptdolomit haben wir auch östlich Bisuschio und nördlich Viggiù beobachtet, wo die Oberfläche des Hauptdolomits korrodiert erscheint, bald von Furchen und länglichen Depressionen durchzogen, die Limonit-Wülste enthalten, bald von runden Löchern durchsetzt. Diese Umstände sprechen für eine Schichtlücke, doch lässt sich daraus nicht direkt entscheiden, ob es sich um submarine oder subaerische Erosion handelt. Für letzteres sprechen die von Scholle zu Scholle stark schwankenden Mächtigkeiten des Hauptdolomits (vgl. Taf. II), die einer rhätischen Einebnung zugeschrieben werden können, sowie die später (p. 619) zu besprechenden karstischen Phänomene unterrhätischen Alters.

D. Bemerkungen zur Biostratigraphie

Chiesa (1949) hat sich als erster seit Stoppani bemüht, neues Fossilmaterial aus dem Rhät der westlichen Lombardei zu bearbeiten, im Bewusstsein der schon zu Anfang des Jahrhunderts (Taramelli, Mariani) erkannten faziellen Sonderstellung dieser Vorkommen gegenüber der typischen rhätischen Fazies der übrigen Lombardei. Diese Arbeit ist umso verdienstvoller, als sich die Isolierung und Präparation der Fossilien, wie wir an Versuchen an eigenem Material selbst erfahren haben, äusserst schwierig und mühsam gestaltet und oft Plastilin-Abdrücke zu Hilfe genommen werden müssen.

Chiesa kommt zu folgenden biostratigraphischen Resultaten: 5 Arten werden neu aufgestellt; 7 Formen sind neu für das gesamte Lombardische Rhät; 18 Formen kommen auch in der Azzarola-Fauna in analogen Vorkommen vor; 6 finden sich auch im Rhät des Apennins; 4 Spezies sind aus dem Ladinien, Carnien, aus dem Hauptdolomit und aus dem unteren Rhät bekannt, während eine Art (*Leda borsonii* Stopp.) exklusiv dem unteren Rhät angehören soll; 4 Formen kommen auch im unteren Lias (Hettangien und Sinémurien) vor.

Aus der Anwesenheit so verschiedenaltriger Formen leitet er den Schluss ab, dass in diesen Vorkommen das gesamte Rhät vertreten sei, und verwirft die Ansicht Leuzingers, wonach das Rhät am Campo dei Fiori transgressiv auf Hauptdolomit lagere und nur das obere Rhät umfasse.

Uns scheint dieser Sachverhalt der faunistischen Assoziation einmal in erster Linie dafür zu sprechen, dass diese Formen keinen oder ausgesprochen schlechten

Leitwert besitzen. Die Spezies *Leda borsonii* Stoppani, die seit ihrer Aufstellung für Exemplare aus dem unteren Rhät von Val Ritorta in einem Exemplar von Chiesa erstmals wieder angegeben und abgebildet wird, erlaubt unserer Meinung nach keine zwingenden Schlüsse. Diese Art wird überdies von Vecchia (1950, p. 45) ziemlich hoch im mittleren Rhät des Sebino (beim Lago d'Iseo) zitiert. Etwa in gleicher Höhe im selben Profil treten massenhaft *Thecosmilia clathrata* (Emmr.) und andere Korallen auf. Die faunistische Assoziation der Genera *Nucula* und *Leda*, welche die typischen Schiefer des unteren Rhät in Arten- und äusserst Individuen-reichen Lumachellen kennzeichnet, ist hier lediglich durch zwei Spezies und sehr wenige Individuen vertreten. Es könnte eingewendet werden, dass dies der Fazies-Abhängigkeit dieser Formen zuzuschreiben sei. Aber damit wäre wiederum ihr schlechter Leitwert hervorgehoben.

Vergleichende mikrofazielle Untersuchungen, speziell mit den Azzarola-Schichten, könnten hier vielleicht Klarheit bringen.

Aus den oben angeführten Gründen, der dürftigen biostratigraphischen Aussage, haben wir auf eine Bearbeitung eigenen Fossil-Materials – hauptsächlich Lamellibranchier – verzichtet. Besonderen Nachdruck legen wir dafür auf die wenigen, aber unserer Meinung nach bedeutenderen Funde von *Thecosmilia clathrata* (Emmr.) und von erst in jüngster Zeit bekannt gewordenen Foraminiferen.

Verschiedene Sachverhalte sprechen für transgressive Auflagerung des Rhät in unserem Gebiet. Wieviel von der Basis des Rhät fehlt, können wir nicht entscheiden. Demnach ist die Bezeichnung «oberes Rhät» vielleicht arbiträr, besonders da ja auch zwischen Rhät und unterem Lias eine vielleicht noch markantere Schichtlücke besteht.

E. Bemerkungen zur Paläogeographie

Die typisierende Bedeutung des Profils von S. Agata geht, wie wir schon andeutungsweise hervorgehoben haben, weit über unser Gebiet hinaus und dokumentiert eine vergleichsweise einheitliche Fazies im gesamten westlombardischen Raum. In den hellen, zuckerkörnigen, hornsteinhaltigen Dolomiten am SE-Rand unseres Gebietes und vor allem im Bereich der Stabio-Antiklinale manifestieren sich, wenigstens in den basalen Rhät-Anteilen, abweichende Fazies-Verhältnisse, die auf eine gewisse Vertiefung des Ablagerungsraumes deuten. Ein Abbiegen des Randes des Generoso-Beckens nach SW, noch akzentuiert im unteren Lias, scheint sich damit abzuzeichnen. Dafür spricht auch die direkte Auflagerung der unterliasischen Kieselkalke auf Rhät an der SE-Ecke unseres Gebietes und am S-Schenkel der Stabio Antiklinale. Damit stehen auch unpublizierte Ergebnisse reflexions-seismischer Untersuchungen im Raum zwischen Stabio und Mendrisio in Einklang, die auf bedeutende Sediment-Mächtigkeiten und damit allgemein auf Becken-Facies der mesozoischen Serie in diesem Gebiet hinweisen. Wir können leider auf diese Befunde nicht näher eingehen.

IV. DER UNTERE LIAS

A. Allgemeines

1. *Broccatello*

a) Bemerkungen zur Terminologie

In der älteren Literatur und noch bei Frauenfelder und Senn herrscht eine gewisse terminologische Konfusion in der Anwendung der Bezeichnungen «Broccatello», «Macchia vecchia», «Hierlatzkalke», «Transgressionsfazies», «Arzo-Kalk» und «Marmo d'Arzo».

«Broccatello», in der Literatur fälschlicherweise oft mit dem Begriff «Breccie» assoziert, ist ein alter italienischer Steinmetzen-Ausdruck. Er leitet sich vom Wort «broccato» – Brokat ab und bezeichnet auffällig gezeichnete, meist bunte, geflammte und geaderte Marmore (im Sinne des Steinmetzen, d. h. zu dekorativen Zwecken geeignete, politurfähige Gesteine) und wurde auch auf Alabaster angewendet (vgl. Imperato, 1599, libro 25, p. 683; Gimma, 1730).

In diesem Zusammenhang sei kurz auf die Geschichte der Verwendung dieses Materials eingegangen: Es sind uns keine Hinweise bekannt, dass diese Vorkommen bereits von den Römern und in der Renaissance verwendet wurden, trotzdem sich beide Zeitalter durch besondere Bevorzugung solcher Materialien für architektonische Zwecke eingezeichnet haben. Weder der Comaske Plinius, der diese Gegend gekannt haben muss, noch Jovius, noch Cardano, noch Vasari erwähnen sie. An der Fassade der Certosa di Pavia, ein Musterbeispiel für die Verwendung farbiger Schmucksteine in der Renaissance, an deren Bau viele Tessiner Steinmetzen und Architekten massgeblich beteiligt waren, sind unseres Wissens keine Stücke von Arzo vertreten. Das früheste uns bekannte Beispiel für die Verwendung von Arzenser Material stellt das Taufbecken von 1596 im Dom von Como dar (Cantù, 1856, vol. 2, p. 234). Seine Blütezeit erlebte dieses Gestein im Hochbarock und Rokoko, wofür vor allem unzählige Kirchen in ganz Italien und sogar in England zeugen.

Wir möchten daher die Bezeichnung «Broccatello d'Arzo» (im weiteren kurz Broccatello) für die massigen, meist bunten, biohermalen Kalke des unteren Lias unseres Gebietes reservieren. Wohl sind sie oft in sich selbst brecciös; doch sobald jüngere Lias-Anteile in grösserem Ausmass mitbeteiligt sind, werden wir die entsprechenden Gesteine besonders bezeichnen. Für die Breccien, die Hauptdolomit-Trümmer und eine oder mehrere Phasen von Lias-Kalken als Grundmasse enthalten, verwenden wir die bei den Steinmetzen übliche Bezeichnung «Macchia vecchia». Hierunter fallen auch solche Typen, die ausser liasischen auch rhätische Anteile enthalten. Die schon besprochenen Breccien, die ausser Hauptdolomit nur Rhät enthalten, schliessen wir von dieser Benennung aus.

Wie schon gesagt wurde, betrachten wir den Broccatello als solchen nicht als Transgressions-Bildung. Damit fällt auch der Ausdruck «Transgressionsfazies» weg.

«Arzo-Kalk» und «Marmo d'Arzo» könnten als Synonyme zu «Broccatello» betrachtet werden. Sie umfassen jedoch in der Literatur auch den von uns abgetrennten Besazio-Kalk und in den meisten Fällen auch die Macchia vecchia.

Die Bezeichnung «Hierlatzkalk», die vor allem Frauenfelder viel verwendet, möchten wir solange ablehnen, bis eingehende, moderne vergleichende Studien dieser Bildungen und derer des Hierlatz bei Hallstatt und analoger österreichischer Vorkommen die Verwendung des Ausdrucks rechtfertigen würde.

b) Lithologische und biofazielle Charakterisierung

Unter die Bezeichnung «Broccatello» fallen meist bunte, vorherrschend rosa oder fleischfarbige, untergeordnet gelbliche, grünliche, bräunliche, reine Kalke. Weitverbreitet, besonders um Tremona, sind einheitliche Farbtöne, wie hellgrau, hell-grünlich, beige. Das Spiel der Farbtöne äussert sich in einer ± ausgeprägten Flammung, die je nach Regelmässigkeit und Feinheit manchmal Feinschichtung vortäuscht. Diese Tönung dürfte auf den wechselnden Gehalt an Eisenoxyd-Pigment verschiedener Oxydations-Stufen zurückzuführen sein. Oft sind in Partien, die durch jüngere Intrusionsphasen (siehe p. 546) durchadert sind, vom Kontakt an einwärts in der Intensität und im Ton stark wechselnde farbige Höfe festzustellen, Liesegangschen Ringen vergleichbar.

Das uneinheitliche, «barocke» Aussehen dieses Gesteins wird noch erhöht durch den nesterweise stark schwankenden Gehalt an Makrofossilien und ihrer Trümmer in verschiedensten Kombinationen. Am zahlreichsten, gelegentlich gesteinsbildend, treten Brachiopoden auf. Seit der Monographie Paronas (1885) wurde solches Material unseres Wissens nicht mehr bearbeitet und publiziert.

Nach den Bestimmungen unseres Materials aus dem Broccatello verschiedener Lokalitäten innerhalb der Steinbrüche von Arzo durch D. V. Ager (London) ergibt sich folgende Faunenliste:

Furcirhynchia cf. *melvillei* Ager
Prionorhynchia greppini (Oppel)
Rimirhynchia aff. *anglica* (Rollier)
Tetrarhynchia juv. sp. indet.
Cirpa fronto (Quenstedt)
Rhynchonellina alpina Parona
R. sp. nov.?
Spiriferina rostrata (Schlotheim)
S. rostrata lata Wollemann
S. rostrata var. nov.?
S. cf. *spirigeroides* Rollier
Lobothyris punctata (Sowerby)
L. punctata subpunctata (Davidson)
L. punctata pentagonalis (Dubar)
Zeilleria sarthacensis (d'Orbigny)
Z. indentata (Sowerby)
Aulacothyris waterhousi (Davidson)
Aus dem Dach des Broccatello, in der Nähe der Cantine di sotto (718525/082475): *Lobothyris punctata* (Sow.) *pentagonalis* (Dubar).

Gerade die Brachiopoden zeigen im Innern oft fossile Wasserwaagen, indem sie teilweise durch geopetales Sediment erfüllt sind und das restliche Lumen kalkspatisiert erscheint. Dadurch geben sie oft die einzigen Hinweise auf Streichen und Fallen, die sich sonst aus dem richtungslos-massigen Habitus dieser Gesteine selten ablesen lassen. Diese Eigentümlichkeit ist vor allem in den südwestlichen und südlichen Teilen des grossen Steinbruchs von Arzo (E,F/12) zu beobachten und wurde mit speziellen Fallzeichen berücksichtigt.

Mit den Brachiopoden assoziiert oder selbständig treten, oft ebenfalls massenhaft, Lamellibranchier auf: *Pecten*, *Lima*, darunter sehr grosse Formen, Austern, darunter *Ostrea electra* d'Orb. emend. Domortier. Ausserdem Gastropoden aller Dimensionen (z. T. riesige Formen wie *Pleurotomaria* cf. *gigas* Deslongchamps). Besonders individuenreich sind Crinoiden vertreten, doch stets nur in Trümmern. Sehr auffallend ist ihr gesteinsbildendes Auftreten in Encriniten, meistens in grösseren, richtungslos begrenzten Bereichen und in Spaltenfüllungen, seltener in konkordanten Lagen. Lokal besonders wichtig, oft ebenfalls massenhaft, kommen Pharetronen vor. Besonders schön der Beobachtung zugänglich sind sie in den kleinen, seichten Steinbrüchen südlich oberhalb des grossen Steinbruchs (E/12, E & F/12, SE)[16]). Sie treten auf den angewitterten Flächen markant hervor und sind mit Stiel-Fragmenten von *Pentacrinus*, anderen Echinodermentrümmern, Korallen und deren Trümmern sowie Brachiopoden- und Lamellibranchiern assoziiert. Die Pharetronen lassen sich hier unmöglich isolieren. Im Kieselkalk des Generoso-Gebietes kommen ebenfalls Pharetronen vor, die sekundär verkieselt wurden und sich deshalb mit Salzsäure isolieren lassen. Aus Analogie im Auftreten anderer Fossilien (Ammoniten, Brachiopoden) dieses und unseres Gebietes sowie aus sedimentologischen Befunden Bernoullis dürfte es sich um mit unseren identische Formen handeln. Am ehesten kommen die Gattungen *Stellispongia* und *Corynella* in Betracht.

Cephalopoden sind selten. Die meisten wurden isoliert und zufällig gefunden, nur an drei oder vier Stellen treten sie relativ häufig auf. Wir werden ihnen, wegen ihrer stratigraphischen Bedeutung, ein besonderes Kapitel widmen.

Foraminiferen sind im Dünnschliff hie und da anzutreffen. Sie scheinen in kalkarenitischen Partien besonders häufig zu sein.

Die Schalen besonders grösserer Fossilien sind oft weiss, kalkspatisiert. Überhaupt beteiligt sich weisser, spätiger Calcit in Lumina von Fossilien oder in Zwickeln massgeblich am charakteristischen Aussehen dieser Gesteine.

In einigen seltenen Fällen, in den Steinbrüchen von Arzo und in denen von Besazio, haben wir im Broccatello kleine (nuss- bis faustgrosse), isolierte Hauptdolomit-Gerölle beobachtet, die deutliche Bearbeitung durch bohrende Organismen aufweisen.

Von besonderer Bedeutung sind ockergelbe Kalke, die vorzugsweise aus Lumachellen bestehen: lagenweise in der Häufigkeit wechselnd treten massenhaft Involutinen oder sehr kleine Mollusken und Trümmer von grösseren auf. Die Schalen sind meist durch Limonit imprägniert und überzogen. Limonit füllt in der Regel auch die Lumina der Involutinen und ist in grösseren fleckig-schlierigen Bereichen innerhalb der Grundmasse konzentriert. Die Grundmasse ist weiss, calcitisch-spätig oder feinkörnig, durch Limonit schwach pigmentiert.

Dieses Material ist meistens nur in Blöcken anzutreffen, die innerhalb von jüngeren liasischen Sedimenten resedimentiert liegen. So bei der Wegabzweigung nach S. Rocco, E Arzo (P. 508), wo es durch die Untersuchung der Involutinen durch Schweighauser, 1950, bekannt gemacht wurde (vgl. auch Senn, op. cit., p. 577), und im grossen Steinbruch von Arzo. Seltener tritt dieses Gestein in un-

[16]) Die Himmelsrichtungen beziehen sich auf die Lage innerhalb der Koordinaten-Quadrate.

regelmässigen, linsigen konkordanten Lagen innerhalb des Broccatello auf. Die kleinen Ammoniten, die stellenweise sehr häufig vorkommen, besonders bei P. 508, haben wir bearbeitet, sie sollen im besonderen Kapitel über Ammoniten besprochen werden.

Die faunistische Assoziation, die Verteilung der Fossilien, der sicher schon primär richtungslos-massige Habitus des Broccatello sprechen eindeutig für *biohermale Bildungen*. Gewachsene organogene Strukturen in situ sind nicht zu beobachten. Dies hängt wahrscheinlich mit der Ökologie der beteiligten Organismen zusammen (es fehlen stockbildende Korallen, Kalkalgen). Lokal in der Intensität stark wechselnde detritische Aufarbeitung in stark durchbewegtem, oxydierendem Milieu ist sicher ein anderer wichtiger Grund. Dies wird am besten durch die charakteristischen Encrinite illustriert. Auch die stark schwankenden Mächtigkeiten des Broccatello mögen für seine biohermale Natur zeugen. Zwar gehen viele, vor allem sprunghafte Mächtigkeitswechsel auf das Konto synsedimentärer Tektonik und lokal wechselnder Subsidenzbedingungen. Doch gerade an den nordöstlichen, südöstlichen und südwestlichen Rändern unseres Gebietes zeigt sich z. T. gänzliches Auskeilen des Broccatello, manchmal auch innerhalb der Schollen (Barozzo, vgl. Taf. I). Zwischen den Cantine di Tremona, vor allem zwischen dem Weg Selvapiana–Mitra del Vescovo, auf 500 m (718575/082435) und der Bachrunse W oberhalb den Cantine di Rancate (718670/082360) ist Hand in Hand mit dem Auskeilen eine Verfingerung (Alternanz) von Broccatello und Kalkareniten zu beobachten. Diese Kalkarenite, die verschiedenartige, klastisch-resedimentäre Kalk- und Dolomit-Partikel sowie aufgearbeitete Ooide enthalten und im Dünnschliffbild das Gefüge diskordant durchsetzende metasomatische Rhomboederchen-Dolomitisation aufweisen, sehen den W Arzo auftretenden unterliasischen Typen (Cave di Saltrio, Viggiù) sehr ähnlich. Grössere und kleinere Blöcke dieses Materials liegen um die unteren Cantine di Tremona, offenbar aufgearbeitet und resedimentiert, in Broccatello eingebettet, besonders gut zu beobachten auf der Felsterrasse mit Aussicht auf den Luganersee.

2. *Die unterliasischen Kalkarenite W Arzo*

Wie aus Senns Karte deutlich hervorgeht – die grossen, unregelmässig verteilten schwarzen Flächen werden nach W von einem schwarzen Band einheitlicher Dicke abgelöst – tritt auf der Höhe von Arzo nach W ein plötzlicher Wechsel in der räumlichen Verteilung der unterliasischen Sedimente ein, die von ihm zur Transgressionsfazies gestellt werden. Haben wir dem Broccatello diese Bezeichnung abgesprochen, so trifft sie für die Kalkarenite im ganzen zu. Der plötzliche Übergang selbst ist leider nicht aufgeschlossen. Er dürfte mit der wichtigen Verwerfung in Beziehung stehen, die mitten durch Arzo verläuft, sodann ungefähr dem Bach nach N folgt und an der Costone-N-Flub die liasischen Bildungen der Steinbrüche von Arzo nach W scharf begrenzt. Die westlichsten Aufschlüsse des Broccatello sind hier diejenigen oberhalb P. 508, westlich vom unteren Abschnitt des Weges der nach S. Rocco führt. Jenseits des Tälchens treten die ersten Aufschlüsse in den Kalkareniten im Wald oberhalb des Rebgeländes mit den drei übereinanderstehenden Rebhäuschen, NW Arzo auf. Sie sind jedoch ungünstig. Einen guten Einblick gewährt der verlassene Steinbruch «Burgioli» (716180/082070) am Weg

zum Poncione d'Arzo (Monte Pravello), ca. 150 m E der Staatsgrenze. Die Situation ist hier ungefähr dieselbe wie in den Steinbrüchen von Saltrio, nur sind die Mächtigkeiten geringer. Es handelt sich um vorwiegend bioklastische Kalkarenite, wobei der Hauptanteil Encriniten zukommt. Sie bestehen dann fast ausschliesslich aus richtungslos verteilten Crinoiden-Trümmern, vor allem einzelnen Stielgliedern. Gelegentlich kommen Lagen vor, die grössere Stiel-Fragmente von Pentacrinus enthalten. Untergeordnet sind Trümmer anderer Echinodermen, Brachiopoden und überhaupt aller Makrofossilien, die auch im Broccatello vorkommen. D. V. Ager (London) bestimmte einen Brachiopoden aus den Steinbrüchen von Saltrio in unserer Sammlung: *Lobothyris ovatissima* (Quenstedt). Häufig sind Foraminiferen: Involutinen, Nodosarien, Marginulinen, Frondicularien, die Lumina meist durch Glaukonit ausgefüllt. Gelegentlich lässt sich Glaukonit auch in den Lumina von Crinoiden-Trümmern beobachten.

Der hauptsächlichste Unterschied zum Broccatello besteht in der ausgeprägten Bankung: die einzelnen Bänke umfassen etwa eine Spanne bis ca. 50 cm. Sie ist nicht sehr regelmässig, oft knauerig, auskeilend, gelegentlich durch Kreuzschichtung gekennzeichnet. Unter den Farben herrschen grau, beige, crème, grünlich, gelblich, blass violett bis weinrot (im Steinmetzen-Jargon «latte vino») vor, in hellen, oft diffus-schlierig und scheckig verteilten Tönen. Der Komplex umfasst im Steinbruch «Burgioli» ca. 6–7 m Mächtigkeit.

Im Gebiet von Viggiù und Brenno-Useria spielen anorganische, detritisch-klastische Komponenten eine bedeutende Rolle: Kalk- und – überwiegend – Dolomit-Partikel von verschiedenstem Gefüge und Korn, aus der Trias aufgearbeitet, darunter besonders charakteristisch oolithische Fragmente und vereinzelte, z. T. gebrochene und abgerollte Ooide aus dem Rhät.

Im N-Schenkel der Brennoantiklinale (vgl. Senn, op. cit., p. 623 und Fig. 7), an der Strasse Viggiù–Bisuschio (713150/080510, heute durch Betonmauer zugedeckt), sowie am Eingang zum grossen unterirdischen Steinbruch am E-Ende von Brenno zeigen sich konglomeratische Lagen mit heterogenen Komponenten bis zu 1 cm Durchmesser (Fig. 23). Die Grundmasse dieser Typen entspricht dem Gefüge nach der um Viggiù und Brenno sehr häufigen «Pietra di Viggiù». Es sind Kalkarenite, die als charakteristische klastisch-detritische Komponente meist zerbrochene oder gerollte Ooide oder oolithische Fragmente sowie Trümmer von biogenen Partien (teilweise Cyanophyceen) enthalten, die auch im Dünnschliff im Kleingefüge mit den entsprechenden authigenen Partikeln in S. Agata Nr. 13–17 grösste Übereinstimmung zeigen. Sie sind oft unvollständig, locker zementiert, die entsprechenden Gesteinstypen sind weich und bröckelig (im Steinmetzen-Jargon «Molera»). Wenn sie viele aufgearbeitete Ooide enthalten, sehen sie im Handstück, ohne Lupe betrachtet manchmal gewissen Teilen der Schichten S. Agata, Nr. 13–17, ziemlich ähnlich.

Diese Kalkarenite sind mit den Typen von Saltrio (vorwiegend bioklastisch, Enkrinite) in vertikalem und horizontalem Sinn oft mannigfaltig verknüpft. Ein gefügekundliches Studium mit Nachdruck auf statistische Auswertung und mit Bezug auf das Liegende (Hauptdolomit und Rhät) sowie auf synsedimentäre Tektonik, die auch im Gebiet zwischen Saltrio und Varese eine gewisse Rolle spielt, würde sicher interessante Resultate zeitigen.

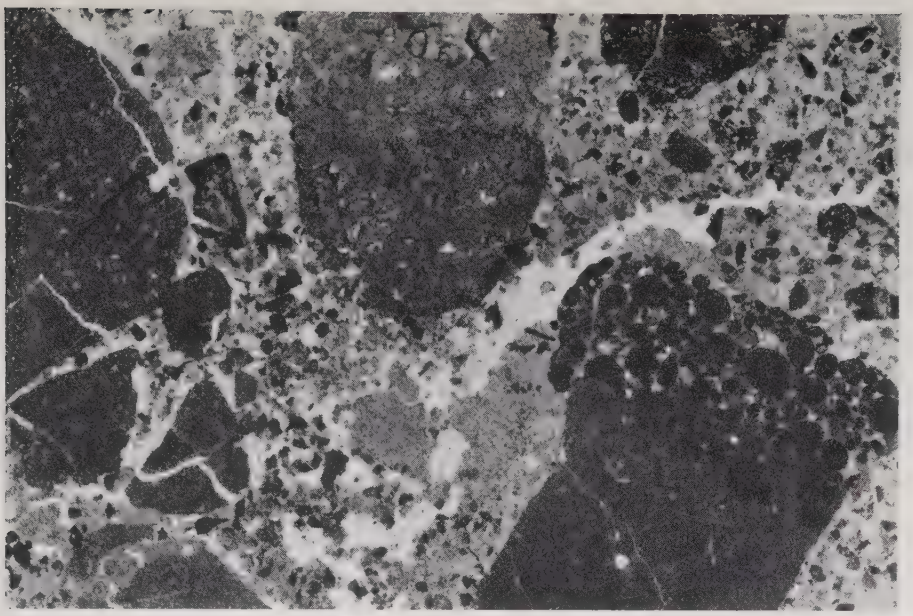


Fig. 23. Epiklastischer Calcirudit (lithische Wacke). Die kantengerundeten Trümmer sind vorwiegend rhätischen Alters. In der calcitisch -spätigen Grundmasse liegen oft verzeinzelte resedimentierte Ooide und deren Trümmer. Grobklastische Lage in den basalen liasischen Kalkareniten, Cave di Brenno-Useria. 9×.

3. *Kieselkalk*

Er beschränkt sich im wesentlichen auf das Gebiet zwischen Cantine di sopra, Nimbra und Fornetto, ENE Tremona. Gegen W wird er durch eine bedeutende Verwerfung scharf abgeschnitten. Ein kleines sehr reduziertes Vorkommen findet sich noch zwischen S. Agata und Tremona.

Das Gestein ähnelt demjenigen in den höheren Partien des Monte Generoso ausserordentlich, ist sehr uniform und interessiert uns als solches nicht. Eine besondere Bedeutung kommt ihm wegen seiner Aussage über die Mehrphasigkeit und die Chronologie der liasischen Tektonik zu. Die basalen Partien sind gewöhnlich hell (vorwiegend grau, untergeordnet hellweinrot oder beige), seltener bunt, enthalten Lagen von Encriniten und Kalkareniten sowie hellen, oft ockergelben Hornstein in Nieren, Linsen, Schlieren und splittrigen Einschlüssen.

B. Die Auflagerung des unteren Lias

1. *Broccatello*

Durch die intensive syngenetische und subsequente liasische Tektonik ist der stratigraphische Kontakt des Broccatello mit der Unterlage (sei es Hauptdolomit oder Rhät) bis auf wenige Fälle verwischt. Dazu kommen oft schlechte Aufschlussverhältnisse. Immerhin sind ein paar Stellen gegeben, die recht eindeutigen Einblick in die Verhältnisse gewähren.

a) Im grossen Steinbruch von Arzo

In dessen westlicher Ecke, wo das weiter oben gegebene Rhät-Profil aufgenommen wurde, ist die Auflagerung des Broccatello gut aufgeschlossen (Fig. 24). Im unteren (südlichen) Teil ist der Schichtverband durch einige Brüche sowie durch eine kleine Überschiebung gestört. Es tritt jedoch trotzdem deutlich in Erscheinung, wie die Auflagerungsfläche vom Dach der Schicht Nr. 9 (vgl. Fig. 18), im oberen Teil der Aufschlüsse, bis zur Schicht Nr. 2 am Fusse der Steinbruch-Wand hinabreicht. In den südlichsten Partien dieses Aufschlusses liegen mächtige Blöcke von Rhät-Kalk, z. T. noch halbwegs im Verband mit der Unterlage, zwischen Gängen von Broccatello oder ganz in diesen eingebettet. Einige dieser Blöcke sind entlang einer gelben Mergellage aufgeplatzt und mit Broccatello, z. T. in zwei Phasen, lagergangartig durchsetzt. Auch an der SE-Ecke des Steinbruchs, unmittelbar neben der grossen mittelliasischen Bruchspalte (G/11, SW), können am Kontakt Blöcke von Rhät in Broccatello beobachtet werden.

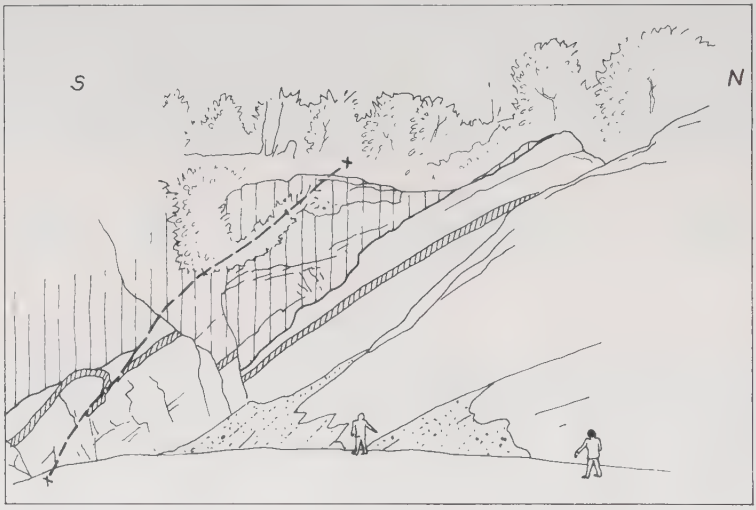


Fig. 24. Ansichtskizze des Kontaktes Broccatello/Rhät in der NW-Ecke des grossen Steinbruchs von Arzo. Weit schraffiert: Broccatello. Eng schraffiert: Schicht Nr. 2–4 (gelbe Mergel und Lumachelle) auf Fig. 18. x—x: tektonisch junge Aufschiebung.

b) S. Agata

Bei der Besprechung des S. Agata-Profils (vgl. Fig. 2, 3) wurde schon auf die diskordante Auflagerung des Broccatello hingewiesen. Zwischen dem Waldrand WSW S. Agata und der Umfassungsmauer der Kirche ist folgendes zu beobachten: am Waldrand selbst (die Aufschlüsse befinden sich in dichtem Buschwald und sind nur im Herbst bis Frühjahr gut sichtbar) erfolgt die Auflagerung etwa auf die Mitte der Schicht S. Agata, Nr. 34. Wenige Meter höher am Hang erreicht die Kontaktfläche den höchsten Punkt des Profils, Schicht Nr. 37. Von hier aus nach E schneidet sie ziemlich steil mehrere Schichten ab und erreicht auf 610 m Höhe das Dach der Schicht Nr. 30. Hier, wo auf einige Entfernung Schicht Nr. 28–30 eine kleine Fluh bilden, greift der Broccatello in einer etwa meterbreiten Spalte tief in das Liegende und enthält daraus aufgearbeitete, richtungslos resedimentierte,

eckige Trümmer. Bis fast zur Umfassungsmauer der Kirche hält sich die Auflagerungsfläche etwa auf gleicher Höhe im Profil. NE der Umfassungsmauer sind die Aufschlüsse ungünstiger. Immerhin kann bei 718075/081950 (28 auf Fig. 2) gut beobachtet werden wie die Feinschichtung von Schicht Nr. 28 diskordant vom Broccatello abgeschnitten wird.

c) Cantine di Tremona

Der ganze Hang unterhalb der Sackungs-Spalten, ca. 50 m bis 200 m E bis ESE der unteren Cantine, entspricht dort wo Rhät S der Fluh-Kante aufgeschlossen ist etwa der Auflagerungsfläche des unteren Lias. Wie früher schon erwähnt wurde, handelt es sich bei diesem Lias um eine Wechsellagerung von Broccatello und Kalkareniten. Diese Vorkommen sind im oberen Teil des Hanges in isolierten Erosionsrelikten flach verteilt und bilden an der Basis des Kieselkalkes eine kleine Fluh. Ein Einfallen von 20° S am N-Rand und von 50° S am S-Rand des Rhät-Aufschlusses dokumentiert deutliche Winkeldiskordanz zur ebenen oder leicht nach E geneigten liasischen Auflagerungsfläche.

2. *Kieselkalk*

a) An der N-Flanke der Bachrunse W Ligonago kommt Kieselkalk direkt mit Rhät in Kontakt. Er enthält hier eckige Trümmer von rhätischem Dolomit, z. T. wieder aufgearbeitete Krusten und grössere Partikel von Limonit, sowie splittrige Hornstein-Einschlüsse. Gerade diese Partien sind nicht sehr gut aufgeschlossen und scheinen durch alpine tangentiale Tektonik stark beansprucht zu sein.

b) Am S-Fuss der Barozzo-Aufschlüsse, N M. Oliveto (718780/081715) ist wiederum der Kontakt Kieselkalk/Rhät zu sehen. Die Basis des Kieselkalkes ist hier hellgrau bis hell-grünlich, kieselfrei, schlierig-knollig feinschichtig, mit gelben, mergeligen Zwischenlagen; stellenweise konglomeratisch (Durchmesser der schlecht sortierten Komponenten 1 mm bis 2 cm). Es besteht eine eindeutige Diskordanz zum Rhät.

c) Um die Cantine di sopra lagert Kieselkalk direkt auf Macchia vecchia. Die synsedimentäre Tektonik spielte in dieser Zone – zwischen Castello und Cantine di sopra – offenbar schon in rhätischer, dann wieder in unterliasischer Zeit, bis zum Beginn der Kieselkalk-Sedimentation, wiederholt besonders intensiv. W der Cantine di sopra kann am Abriss-Rand der Sackungsmassen beobachtet werden, wie die basalen, hellen Partien des Kieselkalkes in teils noch unverfestigtem, teils halbverfestigtem Zustand tektonisch beansprucht wurden, wobei es zur Bildung von grobblockigen Breccien und Pseudokonglomeraten kam. Gelber Hornstein füllt die entstandenen Vakua in Schlieren und Gängen teilweise aus und übernimmt so die Funktion einer Grundmasse.

Damit mögen auch die groben Pseudokonglomerate in Beziehung stehen, die sich am Sackungsabriss neben dem westlichen Haus der Cantine di sotto zeigen. Sie enthalten grosse, ⊥ gerundete Gerölle oder vielmehr Knauern, die sich oft nicht scharf von der Grundmasse abheben. In den Zwischenräumen, in Linsen und Nestern, oft wirr gefältelt, übernehmen gelbliche oder blass-violette Mergel und Mergelkalke die Rolle einer Grundmasse. Sie enthalten häufig Stiel-Fragmente

von *Pentacrinus*. Die erwähnte starke synsedimentäre Tektonik mag durch Schollenkippung ein Abrutschen eines überlagernden Kieselkalk-Pakets bewirkt haben. Dies hätte in diesem, ursprünglich durch Kalk/Mergel-Alternanz gekennzeichneten Horizont zur oben beschriebenen Bildung geführt, durch Scherbewegung, Zerbrechen und Abrollen der kalkigen, noch nicht völlig verfestigten Partien. Für ein solches tektonisch-mechanisches Verhalten bestehen andernorts weitere Indizien, die im tektonischen Teil noch zur Sprache kommen werden.

Im E dieser Stelle, in der südlichsten Sackungs-Spalte (alte Boccia-Bahn) kann im Dach des Broccatello beobachtet werden, wie schon in den massigen Partien kleinere schlierige und knauerige, gelegentlich splittrige Hornstein-Einschlüsse von ockergelben, rötlichen oder bunten Farbtönen auftreten.

3. *Die Kalkarenite westlich Arzo*

a) Im Steinbruch Burgioli. Hier erfolgt die Auflagerung der basalen Kalkarenite auf Hauptdolomit. Im hinteren Teil des Steinbruchs wird die Sohle durch eine 30° SW einfallende Schichtfläche des Hauptdolomits gebildet. Darüber liegt konkordant eine 40 cm mächtige Lage von bröckelig zerfallendem, kreidigem, leicht sandigem Kalk. Sie greift in feinen Adern und Fugen in die verwitterte Hauptdolomit-Schichtfläche. Sie enthält Ammoniten, Crinoidentrümmer, Foraminiferen, Ostrakoden und Haifischzähne (Lamniden). Stellenweise zeigt sie sich feinschichtig, mm- bis cm-rhythmisch, mit graded bedding: die grobe Fraktion bestehend aus Crinoidentrümmern, detritischem Quarz und Feldspat, Glaukonit-, Limonit- und Phosphorit-Partikeln, geht rasch in eine feinpelitische, hell-grünliche Fraktion mit limonitpigmentierten Lagen und Schlieren über. Oft treten kleine Slumpings auf (Wellenlänge und Amplitude in der Grössenordnung 1 cm). Wir werden im Kapitel über die Ammoniten nochmals auf diese Lage zurückkommen. Darüber folgen sofort die schon beschriebenen Kalkarenite vom Typus Saltrio.

b) In den Steinbrüchen von Saltrio. Über die in diesen Steinbrüchen ausgebeuteten Gesteine und ihre Fauna wurde schon sehr viel geschrieben. Ihr stratigraphischer Kontakt mit Hauptdolomit ist seit Frauenfelder und Senn unbestritten. Doch ist unseres Wissens dieser Kontak nie näher beschrieben worden. Er ist an zwei Stellen der Beobachtung direkt zugänglich: vor der N-Spitze der Steinbrüche, ca. 20 m W des Steinhäuschens am Grenzhag, bildet in einem kleinen, nach S offenen Steinbruch wiederum eine ca. 30° S einfallende Hauptdolomit-Schichtfläche die Grenze. Darüber lagert konkordant ein weicher, leicht kreidiger, sandiger Kalkarenit, der Glaukonit- und Limonit-Partikel enthält. Der Hauptdolomit ist an der Grenzfläche von zahllosen Gängen bohrender Organismen durchsetzt, die in der Regel senkrecht eindringen und bald in allen Richtungen schief weiter verlaufen. Ihr Durchmesser beträgt um 2 mm. Sie sind erfüllt von grünem, glaukonitischem Material. Diesen Hauptdolomit haben wir bereits lithologisch charakterisiert (p. 548).

Die andere Stelle befindet sich an der W-Flanke der Steinbrüche, auf ca. 670 m Höhe, ca. 10 m nach der ersten Wegkurve, wenn man von unten kommend den T. Ripiantino überschritten hat. Der Hauptdolomit ist hier mm-rhythmisch feinschichtig, und weist dieselben, durch Glaukonit-haltiges Material erfüllten Bohrgänge auf. Es ist eine leichte Winkeldiskordanz zu beobachten.

4. *Kritik an* Frauenfelders *und* Senns *Konzeption der Transgression und der Transgressionsfazies*

Frauenfelder und Senn hatten der Lias-Transgression eine regionale Bedeutung beigemessen. Sie fassten sie als ein sukzessive vorrückendes und durch das Mass dieses Vorrückens datierbares Phänomen auf. Sie hätte ein starkes, durch karrige Erosion in einer rhätischen Festlandperiode entstandenes Relief nicht eingeebnet, sondern mit typischen Transgressionssedimenten eingedeckt. Als typische Vertreter der Transgressionsfazies gelten nach diesen Autoren die Breccien mit Hauptdolomit-Trümmern (Macchia vecchia).

Auf seiner Karte vereinigt Senn Macchia vecchia, Broccatello, Besazio-Kalk und epiklastische Kalkarenite unter einer einzigen Signatur, so dass die räumliche Verteilung dieser verschiedenen lithologischen Typen nicht zum Ausdruck kommt. Schon die besonderen «vertikalen» Lagerungsverhältnisse der Macchia vecchia (vgl. Taf. I und IV), dann ihre lithologische Charakteristik und genetische Deutung (vgl. p. 619) widerlegen Frauenfelders und Senns Auffassungen.

Die durchgehende, isochrone Grenze Kieselkalk/Domérien, der Senn grosse Bedeutung beimisst (vgl. p. 539, 543), wird durch die Heteropien im mittleren Lias (vgl. p. 545) entkräftet, vor allem durch die heteropische Vertretung des Kieselkalkes durch Besazio-Kalk im Pliensbachien im Gebiet zwischen Arzo, Besazio und Tremona.

Das gewichtigste Argument, das gegen Frauenfelders und Senns Konzept spricht, ist die während der gesamten Zeit der Kieselkalk-Sedimentation aktive syngenetische Tektonik (vgl. p. 544), deren Auswirkungen noch eingehender behandelt werden (p. 606).

Vorderhand sei darauf hingewiesen, dass es beim Betrachten unserer Karte auffallen muss, wie einerseits Broccatello bald auf Hauptdolomit, bald auf Rhät verschiedener Mächtigkeit liegt, wie sich der Kieselkalk in bezug auf Rhät und Broccatello analog verhält, ebenso Besazio-Kalk und Domérien-Mergelkalk in bezug auf Broccatello und Kieselkalk. Die Mächtigkeitswechsel erfolgen sprunghaft, sie stehen deutlich mit den Brüchen in Beziehung. Die Brüche selbst sind verschiedenaltrig. Sprunghaft, oder zumindest auf engstem Raum wechselnd sind auch die Faziesunterschiede, wenn auch nicht so deutlich an die Tektonik gebunden. Aus diesen Verhältnissen erhellt, dass sicher Schichtlücken an den stratigraphischen Kontakten die Regel sind – ausgenommen Kieselkalk/Broccatello und Domérien-Mergelkalk/Kieselkalk; dass sie – wie schon gegebene und noch zu besprechende Sachverhalte bestätigen – ihre Entstehung teilweise Emersionen und subaerischer Erosion verdanken, dass sie verschiedenaltrig sind und verschieden lange Zeitabschnitte umfassen, und dass mit aller Wahrscheinlichkeit die subsequenten Fälle von Meeresbedeckung an die tektonisch bedingten Senkungen gebunden und damit – nach dem Stil dieser Tektonik – plötzlich erfolgt sein müssen. Dies könnte auch das Fehlen von Basalkonglomeraten erklären, die in der konventionellen Konzeption der Transgressionsfazies eine bedeutende Rolle spielen.

Aus diesen Gründen verwenden wir im unteren und mittleren Lias den Ausdruck «Transgressionsfazies» E Arzo in unserem Gebiet nicht.

Völlig anders ist die Situation W Arzo. Hier sind viele Voraussetzungen für die Bezeichnung «Transgressionssedimente» in konventionellem Sinn gegeben:

durch bohrende Organismen bearbeitete Kontaktflächen, plötzlich einsetzender detritischer Quarz und Feldspat, die epiklastischen Kalkarenite und die konglomeratischen Lagen, beide mit Komponenten, die aus der Unterlage im weiteren Sinn aufgearbeitet wurden. Im Gegensatz zu den Auffassungen FRAUENFELDERS und SENNS umfasst nach unseren Befunden diese Transgressionsfazies einen relativ grossen Zeitraum (in Saltrio Sinémurien und Lotharingien).

C. Die Ammoniten des unteren Lias und ihre stratigraphische Aussage

a) P. 508, E Arzo.

Die schon erwähnten Blöcke von ockergelbem Kalk, die bei P. 508 E Arzo, bei der Wegabzweigung nach S. Rocco in roten Mergelkalken des Domérien eingebettet liegen, enthalten ausser den Involutinen und Echinodermen häufige kleine Mollusken: Lamellibranchier, Gastropoden, Ammoniten, seltener Brachiopoden. Die Bestimmung einiger Brachiopoden, Gastropoden und der Ammoniten ergab:

Brachiopoden, bestimmt durch D. V. AGER (London)

Quadratirhynchia cf. *quadrata* BUCKMAN
Cirpa fronto (QUENSTEDT)
Spiriferina tumida (VON BUCH)
Zeilleria cf. *stapia* (OPPEL)

Gastropoden:

Sisenna sp.
Ptychomphalus cf. *rotelloeformis* (DUNKER)
Ptychomphalus sp.
Cirsostylus sp.
Eucyclus triplicatus (MARTIN)
Coelostylina chartroni COSSMANN
Omphaloptycha cf. *morencyana* (PIETTE)
Neritopsis granum (DUMORTIER)
Ovactaeonina cf. *chartroni* COSS.

Ammoniten:

Geyeroceras cf. *cylindricum* (SOW.)
Juraphyllites juv. sp. ind.
Aegolytoceras serorugatum (GEYER)
Audaxlytoceras cf. *audax* (MGH.)
Psiloceras (*Caloceras*) juv. sp. ind.
Paracaloceras juv. cf. *coregonense* (SOW.)
Gyrophioceras juv. sp. ind.
Waehneroceras juv. cf. *curvicorne* LANGE
Schlotheimia juv. sp. ind.
Gleviceras oenotrium (FUCINI)
Xipheroceras juv. sp. ind.
Gemmellaroceras aff. *abnorme* (HAUER)
Gemmellaroceras aff. *meyrati* (OOSTER)

Die Gastropoden sind fast ausnahmslos Formen des Hettangien und sind vor allem von französischen und luxemburgischen Lokalitäten bekannt. *Neritopsis granum* (Dum.) wurde von Bistram und Conti auch aus der Hettangien-Fauna von Val Solda beschrieben, vom letzten Autor (1954) unter dem Namen *Eucyclus andleri* Martin.

Unter den Ammoniten herrschen Formen des Hettangien vor. Doch sind auch höhere Zonen des unteren Lias vertreten.

Folgende Ammoniten-Zonen sind mit Sicherheit belegt: *Psiloceras planorbe, Schlotheimia angulata, Asteroceras obtusum, Echioceras raricostatum.* Dass einzelne Zonen zwischen Hettangien und dem Dach des Lotharingien nicht vertreten sind, liegt vielleicht daran, dass Vertreter der Familien *Phylloceratidae, Juraphyllitidae* und *Lytoceratacea*e zahlenmässig weitaus vorwiegen, – was für mediterrane Faunen charakteristisch ist – und geringen stratigraphischen Aussagewert besitzen. Die anderen Spezies sind gewöhnlich nur durch einzelne oder wenige Exemplare belegt.

Das völlige Fehlen von Vertretern des Sinémuriens scheint in Anbetracht des relativ häufigen Auftretens solcher Formen im Broccatello der Cave d'Arzo, bei Besazio und bei Tremona, doch für eine Schichtlücke zu sprechen.

Besonders interessant ist das Auftreten der Spezies *Gemmellaroceras* aff. *meyrati* (Ooster), wahrscheinlich die jüngste Form dieser Fauna. *Gemmellaroceras* (*Leptonotoceras*) *meyrati* (Ooster) war bis jetzt nur vom Langeneckgrat, SW Thun bekannt und wurde zuletzt 1956 von Donovan beschrieben und abgebildet. Das Genus *Gemmellaroceras* tritt vom oberen Lotharingien (raricostatum-Zone) bis zum unteren Pliensbachien (jamesoni-Zone) auf. Die Langeneckgrat-Fauna reicht nach Donovan nur bis zum Dach der raricostatum-Zone (aplanatum-Subzone). Da in nächster Nähe unserer Fundstelle Besazio-Kalk mit Vertretern der jamesoni-Zone auftritt, nehmen wir an, dass diese Spezies auch hier das Dach des Lotharingien bezeichnet.

Bedeutsam ist der Hinweis auf kondensierte Sedimentation. Die grossen, teils eckigen, teils ± gerundeten Blöcke des ockergelben Gesteins sind kaum weit transportiert worden. Lithologisch gleiches Gestein ist weiter nach NW, zunächst noch von Domérien in Adern und Spalten durchgedrungen, im primären Verband aufgeschlossen. Die Mächtigkeit des ganzen Broccatello-Vorkommens übersteigt hier kaum einige Meter. Weitere Hinweise auf kondensierte Sedimentation gibt die Einheitlichkeit der Lithologie und der Mikrofazies – Handstücke mit Hettangien-Ammoniten sind nicht von solchen mit Vertretern des oberen Lotharingien zu unterscheiden und beide führen *Involutina liasina* Jones[17]) – sowie die Imprägnation aller Schalenteile mit Limonit und seine Konzentration in Krusten und Flecken. In einigen Partien NW der Fundstelle enthält der Broccatello grüne Crinoiden-Trümmer, deren Lumina von Glaukonit ausgefüllt erscheint.

b) Die Steinbrüche von Arzo.

Die Cephalopoden-Funde im Broccatello sind im allgemeinen selten und isoliert. Die Exemplare besitzen gewöhnlich bedeutend grössere Dimensionen als diejenigen von P. 508. Sie ähneln in dieser Beziehung durchaus den bekannten

[17]) Diese Spezies reicht nach Wicher (1952) von der oberen Trias bis zum Lotharingien.

Vertretern der Saltrio-Fauna (Parona, 1896). Es gibt hier nur eine Stelle, die eine Häufung von Ammoniten aufweist und noch heute regelmässig Funde zulässt. Es sind blass-rosa bis schwach grünliche (im Gesamteffekt fleischfarbene), gelegentlich gelb-gefleckte, dichte Kalke und grobe Encrinite, die auf stylolitischen Flächen und über den Ammonitenschalen tiefrote, mergelige Beläge aufweisen. Sie stehen unmittelbar nördlich der Einmündung des Weges in den grossen Steinbruch an (Taf. IV, *, G/11, SW). Von dieser Fundstelle stammen fast alle Asteroceraten. Die meisten anderen Exemplare stammen ebenfalls aus dem grossen Steinbruch, entweder aus dichten, bunten Partien, mit anderen Mollusken assoziiert, oder aus Encriniten, teilweise aus Gangfüllungen, die im Rhät stecken. Einige wenige stammen von losen Blöcken aus den Deponien, doch sicher aus dem Bereich der Steinbrüche.

Die Bestimmung ergab:

Cenoceras schlumbergeri (Terquem)
Phylloceras lipoldi (Hauer)
Arietites aff. *hungaricus* (Hauer)
Agassiceras scipionianum (d'Orb.)
Euagassiceras sauzeanum (d'Orb.)
Arnioceras spp. ind.
Asteroceras obtusum (Sow.)
Asteroceras cf. *petreum* (Buvignier)
Asteroceras cf. *saltriense* Parona
Asteroceras aff. *suevicum* (Qu.)
Asteroceras varians Fucini
Aegasteroceras cf. *sagittarium* (Blake)
Aegasteroceras sp. ind.
Euasteroceras turneri (Sow.)

Belegt sind demnach folgende Zonen: *Arietites bucklandi* (?), *Arnioceras semicostatum, Euasteroceras turneri, Asteroceras obtusum;* d. h. das ganze Sinémurien und die Basis des Lotharingien. Dass das obere Lotharingien nicht vertreten erscheint, ist vielleicht kein Zufall: in den Dachpartien des Broccatello E und NE des grossen Steinbruchs (H/11, S bis G/10, SE), unter dem allerdings tektonisch gestörten Kontakt mit dem mittleren Lias, sind massenhaft grüne, Glaukonit-haltige Crinoiden-Trümmer enthalten. Dies mag als Hinweis auf eine Schichtlücke gedeutet werden.

c) Cantine di Tremona und Ligonago.

Aus den Cantine wurden Arieten schon von Merian später von Mariani erwähnt. Wir verfügen über einige Ammoniten und deren Fragmente. Ihre Bestimmung ergab:

Arnioceras spp. ind.

Ausser in Crinoiden-Trümmern und selbständigen Partikeln tritt hier Glaukonit in Rinden um die Ammoniten-Steinkerne sowie in deren Septen auf. Darin ähneln sie jenen von Saltrio. Sie sind teilweise verkieselt.

Die schon erwähnten Mergel in den Pseudokonglomeraten an der Basis des Kieselkalkes enthalten vielfach Stielglieder von *Pentacrinus* und könnten demnach

noch zum Sinémurien gehören, denn die in den Steinbrüchen von Arzo mit Asteroceraten assoziierten Crinoiden-Fragmente zeigen stets runden Querschnitt.

Das Dach des Broccatello gehört hier also ins mittlere Sinémurien.

Dort wo der Broccatello noch auf die N-Seite der Ligonago-Wiese reicht, im Waldrand unmittelbar unter dem Kontakt mit Kieselkalk, haben wir einige meist fragmentarische Asteroceraten gesammelt. Darunter war nur bestimmbar:

Asteroceras margarita Parona.

Die Lithologie ist hier derjenigen des Broccatello-Daches bei den Cantine sehr ähnlich. Auch hier sind die Fossilien von grünen, glaukonitischen Rinden umgeben.

Die Ammoniten weisen das Dach des Broccatello hier ins untere Lotharingien. Die Grenze Broccatello/Kieselkalk verhält sich also zwischen den Cantine di Tremona und Ligonago, auf eine Distanz von 250 m, deutlich heterochron.

d) Das Liegende des Besazio-Kalk-Vorkommens von S. Antonino bei Besazio.

Der Broccatello besitzt hier allgemein sehr reduzierte Mächtigkeit. Ein Handstück von dieser Lokalität enthält einige Exemplare von

Arnioceras spp.

Somit wäre hier mittleres Sinémurien (semicostatum-Zone) nachgewiesen.

e) Steinbruch Burgioli.

Über dem Kontakt mit Hauptdolomit folgt hier, wie schon erwähnt, eine 40 cm mächtige Lage, die ausser Haifischzähnen und anderen Fossilien auch Ammoniten führt. In de Beaumont, 1960, der die Lamnidenzähne dieser Lokalität beschreibt[18]), ist auf p. 5 eine Liste der von uns bestimmten Ammoniten gegeben. Wir möchten sie an dieser Stelle der Vollständigkeit halber wiederholen:

Asteroceras cf. *obtusum* (Sow.)
Asteroceras cf. *stellare* (Sow.)
Eparietites impendens (Young & Bird)
Oxynoticeras sp. ind.
Paltechioceras (*Plesechioceras*) *demissum* (Fucini) = ? *P.*(*P.*) *delicatum* Buck.
Promicroceras planicosta (Sow.)

Somit wäre in dieser Schicht das gesamte Lotharingien vertreten. Aufarbeitung älterer Formen, im Sinne Frauenfelders und Senns, schliessen wir aus. Der Sachverhalt weist auf stark kondensierte Sedimentation. Dafür bestehen auch sedimentologische Hinweise: die Ammoniten-Steinkerne bestehen aus kreidigem, weissem, reinem Phosphorit[19]), der auch in selbständigen, offenbar lokal aufgearbeiteten Partikeln vorkommt. Glaukonit[20]) ist in Rinden um die

[18]) Die lithologische Beschreibung auf p. 5 (op. cit.) gibt ein falsches Bild. Die «Mergel» aus denen die Zähne und die Ammoniten stammen, beschränken sich auf die Basis.

[19]) Ich verdanke Herrn R. Schmid vom mineralogisch-petrographischen Institut Basel die analytische Bestätigung.

[20]) Herr Dr. H. Schwander vom mineralogisch-petrographischen Institut Basel verdanke ich die Bestätigung durch spektrographische Analyse.

Ammoniten und in Körnern im Sediment reichlich vorhanden. Ein Körnerpräparat und Dünnschliffe zeigen die Anwesenheit von Quarz in sehr kleinen, von Karbonat korrodierten Körnchen ohne undulöse Auslöschung, und von Feldspäten: vorherrschend Plagioklas, untergeordnet Albit und Sanidin (?).

Phosphorit und Glaukonit sprechen eindeutig für Mangelsedimentation. Die Anwesenheit von detritischem Quarz und Feldspat möchten wir ebenfalls eher in diesem Sinne deuten, jedenfalls nicht ausschliesslich als Ausdruck erhöhter regional-tektonischer Aktivität.

Die Erhaltungsweise der Ammoniten und die Lithologie ihres Muttersediments sind denen der Steinbrüche von Saltrio durchaus analog. Der Unterschied besteht darin, dass die meisten Ammoniten von Saltrio, unseres Wissens, in einer 2–3 m mächtigen Bank an der Basis vorkommen, dass jedoch einzelne auch höher gefunden wurden. Dafür ist in der Saltrio-Fauna ausser dem Lotharingien auch das gesamte Sinémurien vertreten. Wir nähern uns damit der Meinung Paronas, die von Frauenfelder und Senn nicht geteilt wurde[21]).

V. DER MITTLERE LIAS

1. *Kieselkalk*

In Saltrio gehören die basalen Kieselkalk-Partien wahrscheinlich schon zum mittleren Lias. Im Steinbruch Burgioli beginnt das Pliensbachien möglicherweise schon in den Kalkareniten. E Tremona gehören die basalen Teile des Kieselkalkes noch zum unteren Lias. Das Dach und der Übergang zum Domeriano ist nirgends aufgeschlossen. Doch aus Analogie zu den im E (z. B. Breggia-Profil) und im W benachbarten Gebieten kann mit einiger Sicherheit angenommen werden, dass im Dach des Kieselkalkes mittlerer Lias vertreten sei.

2. *Besazio-Kalk*

Hauer beschreibt einige Ammoniten von Besazio mit der näheren Bezeichnung «bei der Kirche S. Antonio, in einem sehr dichten marmorartigen ziemlich hellrot gefärbten Kalkstein». Darunter befinden sich zwei neue Arten: 1851 *Ammonites Lavizzarii*, 1856 *Ammonites Czjzeki*. Taramelli (1880, p. 143, 147) weist diesen Kalken eine Sonderstellung zu, indem er sie in einem für die Steinbrüche von Arzo schon durch Spreafico (in schedis) aufgestellten stratigraphischen Schema als «calcare compatto, rosso, a brachiopodi» ausscheidet. Er identifiziert sie mit dem massenhaft Ammoniten-, vor allem Phylloceraten-führenden, unter dem «rosso marnoso» anstehenden Vorkommen vom Sasso Bicicola (Suello, Alta Brianza). Die Bildungen würden wahrscheinlich zum mittleren Lias gehören. Parona kommt in zwei Arbeiten (1885, p. 233; 1889, p. 9) zu ähnlichen Ergebnissen. Er konnte sich dabei bereits auf die Monographie Meneghinis (1867–81) stützen, der die reiche Cephalopodenfauna des Sasso Bicicola zusammen mit der des Ammonitico rosso und des Medolo beschrieb. Bonarelli (1891) gibt erstmals eine separate Faunenliste für die Bicicola, gestützt auf Meneghinis Monographie

[21]) Sacchi-Vialli & Cantaluppi, 1961, gelangen in ihrer verdienstvollen Revision der Ammonitenfauna von Saltrio zum Resultat, dass darin alle Zonen des Sinémurien sowie die obtusum- und vielleicht die oxynotum-Zone vertreten sind. Die raricostatum-Zone ist nicht belegt.

und gelangt zur Überzeugung, die Fauna gehöre in sein, als neue Stufe eingeführtes Domérien. Er unterstreicht die heteropische Sonderstellung des Vorkommens innerhalb der synchronen Bildungen der übrigen Lombardei, die er vergleichsweise beschreibt, geht aber dabei weder auf Besazio noch Arzo ein. 1895 publiziert er eine Revision der von MENEGHINI bearbeiteten Bicicola-Fauna, nebst einer Beschreibung eigenen Materials, zum Teil neuer Arten. PARONA (1896) schliesst sich BONARELLI an, indem er sich für Domérien-Alter hinsichtlich Bicicola und Besazio ausspricht. In seinem «*Trattato*» (1924) ändert er seine Meinung wiederum und tritt für unteren Mittellias (Pliensbachien) ein. PHILIPPI (1897) erkennt als erster, dass die Bicicola-Fauna sowohl Formen des Domérien wie des Pliensbachien enthält, somit den gesamten Mittellias vertritt. RASMUSS (1912) beschreibt den Sasso Bicicola und spricht von einer in der Lombardei einzig dastehenden, bathyal-abyssalen Fazies. Er vergleicht sie mit jener der roten Cephalopodenkalke der Nordalpen, besonders des Hagengebirges. FRAUENFELDER (op. cit.) weist das Vorkommen von Besazio dem Ammonitico rosso (Toarcien) zu. Nach SENN (op. cit.) sind die Kalke von S. Antonio bei Besazio hinsichtlich Fazies, Lagerung und Fossilführung nicht vom Broccatello der Steinbrüche von Arzo zu unterscheiden. Crinoiden und Brachiopoden wären autochthon, die Ammoniten hingegen eingeschwemmt. Er gibt als erster eine Ammoniten-Faunenliste hiezu, woraus er auf unteres Domérien schliesst. Seine Bestimmungen bedürfen allerdings zum Teil einer Revision.

Nach unseren Untersuchungen kann der Besazio-Kalk, trotz gewisser Analogien zum Broccatello, von diesem gut geschieden werden. Mit ihm hat er den massigen meist schichtungslosen Habitus gemein; er führt ebenfalls Crinoiden und Brachiopoden. Dafür sind die Cephalopoden unverhältnismässig viel häufiger, Lamellibranchier und Gastropoden wesentlich seltener; Riffbildner, wie Korallen und Pharetronen, scheinen ganz zu fehlen. Lithologisch, besonders im Hinblick auf seine rote Farbe, ist er viel homogener als der Broccatello. Charakteristisch ist die Erhaltungsweise der Fossilien: sie sind fast ausnahmslos durch schalige Limonit- und Manganoxyd-Krusten überzogen, wodurch vor allem die Ammoniten samt ihren Schalen oft vorzüglich erhalten sind. Bezeichnend ist auch das bisweilen massenhafte Auftreten von *Apiocrinus*-Wurzelstücken.

Das Dünnschliffbild zeigt viel feinsten Organodetritus, häufige Dolomit-Rhomboederchen sowie detritische Quarz- und Feldspatkörner in kalkpelitischer Grundmasse.

Die Bearbeitung neuen Materials von Besazio und Arzo ergab das Bild einer überaus individuenreichen (vgl. PEYER, 1950, Abb. 91) und artenreichen Fauna. Auf ca. 250 Exemplare kommen über 75 Arten. Darunter sind die meisten aus der Bicicola bekannten Arten vertreten. Der vertikale Bereich ist derselbe wie in der Bicicola, nämlich über den gesamten mittleren Lias. Dabei bewegen sich hier wie dort die Mächtigkeiten in der Grössenordnung einiger Meter.

Die räumlich sehr beschränkten Vorkommen von Arzo und Besazio lagern, wahrscheinlich mit einer Schichtlücke, auf Broccatello. Sie scheinen nach oben und seitlich in rote, glimmerführende, geschichtete Mergelkalke des Domérien überzugehen. Normale Kontakte sind jedoch schlecht aufgeschlossen oder durch

starke syngenetisch-tektonische Durchbewegung verwischt. Solche Übergänge sind oft durch brecciöse und konglomeratische Zonen gekennzeichnet.

Der Besazio-Kalk ist im gesamten Bereich der Steinbrüche von Arzo eng mit Broccatello und Macchia vecchia verknüpft, in Adern, als Spaltenfüllung und Grundmasse von Breccien. Bei Besazio liegt er auf Broccatello mit Ammoniten der semicostatum-Zone (mittleres Sinémurien). Typlokalität: ca. 70 m NW der Kirche S. Antonino, in mehreren kleinen Steinbrüchen im Wald, 717375/081426.

Weitere Vorkommen finden sich in den Steinbrüchen von Arzo (vgl. Taf. IV).

Das Liegende des räumlich sehr beschränkten und isolierten, zudem durch zwei Verwerfungen begrenzten Aufschlusses des Sasso Bicicola (1 km NE Suello, Brianza) bilden zunächst wenig mächtige, hellgraue, Hornstein-führende, knauerige Kalke mit unregelmässigen Mergel-Zwischenlagen und -Linsen (der Basis des Kieselkalkes bei den unteren Cantine di Tremona sehr ähnlich), sodann normaler lombardischer Kieselkalk.

Während wir die Vorkommen von Arzo und Besazio als Schwellen-Relikte im Gefolge einer weiträumigen Subsidenz, der Aufhebung des starken Reliefs und einer Verschiebung in neritisches bis pelagisches Milieu deuten, scheinen sich im Bereich der Bicicola durch nachträgliche Schwellenbildung, wahrscheinlich infolge einer lokalen Hebung, zu unserem Gebiet analoge ökologische Bedingungen eingestellt zu haben.

Von der Typlokalität (Tafel I, *) und von der einzigen anderen Fundstelle unseres Gebietes, des kleinen Steinbruchs 50 m NW des Kalkofens (H/12, E) liegt uns eine reichhaltige Sammlung von Cephalopoden zur Bearbeitung vor. Die Bestimmung ergab:

Brachiopoda (nach der Bestimmung durch D. V. Ager, London):
«*Terebratula*» cf. *helenae* Renz
«*Terebratula*» *reversa* Ager
Propygope (?) *aspasia* (Meneghini)
Zeilleria elliotti Ager (?)

Dibranchiata:
Ausseites claviformis (Müller-Stoll) = *Xypholeuthis elongata* (de la Beche) auct. p.p. = ? *Aulacoceras indunense* Stopp. in Mgh.

Nautiloidea:
Cenoceras inornatum (d'Orb.)
Cenoceras truncatum (Sow.)
Cenoceras ovimontanum (Pia)
Bisiphytes sp. nov. aff. *intermedius* (Sow.)

Ammonoidea:
Phylloceras meneghinii Gemmellaro
Partschiceras tenuistriatum (de Stefani)
Partschiceras anonymum (Haas)
Procliviceras proclive (Rosenberg)
Zetoceras zetes (d'Orb.)
Zetoceras pseudozetes (Fucini)

Zetoceras oenotrium (Fuc.)
Zetoceras cf. *bonarellii* (Bettoni)
Zetoceras (*Lavizzaroceras*) *lavizzarii* (Hauer)
Hantkeniceras sulcocassum (Rosenberg)
Calliphylloceras geyeri (Bon.) = *C. emeryi* (Bett.) auct.
Calliphylloceras alontinum (Gemm.)
Calliphylloceras bicicolae (Mgh.)
Calliphylloceras rectisulcatum (Vadász) emend.
Calliphylloceras aff. *selinoides* (Mgh.)
Calaiceras microgonium (Gemm.)
Juraphyllites libertus (Gemm.)
Juraphyllites gigas (Fuc.) *evolutus* Schröder
Juraphyllites limatus (Rosenb.)
Juraphyllites cf. *planispira* (Reynès)
Juraphyllites diopsis (Gemm.)
Juraphyllites sp. nov. in Donovan 1956
Harpophylloceras eximium (Hauer)
Galaticeras harpoceroides (Gemm.)
Lytoceras fimbriatum (Sow.)
Lytoceras fimbriatum altum Vadász
Lytoceras capellinii Bett.
Lytoceras aff. *francisci* (Oppel) = ? *L. postfimbriatum* Vadasz 1910, non Prinz
Kallilytoceras interlineatum Buckman
Kallilytoceras ovimontanum (Geyer)
Kallilytoceras salebrosum (Pompeckj)
Kallilytoceras baconicum (Vadász)
Pterolytoceras cf. *polycycloides.* (Kovacs)
Audaxlytoceras czjzeki (Hauer)
Audaxlytoceras fuggeri (Geyer) *biangulatum* (Rosenb.)
Metoxynoticeras (*Carixiceras*) *gemmellaroi* (Pompeckj)
Cruciloceras evolutum (Fuc.)
Coeloceras cf. *seguenzae* (Gemm.)
«*Coeloceras*» *obesum* Fuc.
«*Coeloceras*» *indunense* (Mgh.) emend. Bon.
«*Coeloceras*» *colubriforme* Bett.
«*Coeloceras*» *italicum* Fuc.
Uptonia venustula (Dumortier)
Dayiceras sp. ind.
Acanthopleuroceras subarietiforme (Futterer)
Tropidoceras masseanum (d'Orb.) *mediterraneum* (Gemm.)
Tropidoceras flandrini (Dum.) s. sp. nov.
Liparoceras (*Becheiceras*) *bechei* (Sow.)
Liparoceras (*B.*) *gallicum* Spath
Reynesoceras ragazzonii (Hauer)
Dactylioceras (*Zugodactylites*) aff. *pseudocommune* Fuc.
Arieticeras fucinii (Del Campana)

Arieticeras ruthenense (Reynès)
Arieticeras cf. *reynesianum* (Fuc.)
Arieticeras cf. *domarense* (Mgh.)
Canavaria (*Naxensiceras*) *imbelle* Fucini
Paltarpites meneghinii (Vadász) = *P. praeplanatum* (Fuc.)
Paltarpites sp. ind.
Lioceratoides revocatum (Fuc.)
Lioceratoides aff. *micitoi* (Fuc.)
Fuciniceras cf. *lavinianum* (Fuc.) *dissimile* (Fuc.)
Fuciniceras cf. *volubile* (Fuc.)
Fuciniceras pectinatum (Mgh.)
Fuciniceras sp. nov. aff. *pectinatum*
Fuciniceras cornacaldense (Tausch)
Fuciniceras bicicolae (Bon.)
Fuciniceras boscense (Reynès)
Fuciniceras cf. *portisi* (Fuc.)
Fuciniceras portisi zittelianum (Fuc.)
Protogrammoceras bassanii (Fuc.)
Protogrammoceras dilectum (Fuc.)
Protogrammoceras marianii (Fuc.)
Protogrammoceras exiguum (Fuc.)

Die Revision der Ammoniten in der Belegsammlung Senn, im Naturhistorischen Museum Basel (Nr. 189–203), deren Originalbestimmung der Faunenliste in Senn, op. cit., p. 579 zugrunde liegt, ergab:

Partschiceras tenuistriatum (de Stef.)
P. anonymum (Haas)
Calliphylloceras geyeri (Bon.)
Juraphyllites libertus (Gemm.)
Juraphyllites quadrii (Fuc.) *planulatus* (Fuc.)
Juraphyllites limatus (Rosenb.)
Lytoceras cf. *nothum* Mgh.
Metoxynoticeras (*Carixiceras*) *gemmellaroi* (Pompeckj)
Androgynoceras cf. *capricornu* (Schlotheim)
Paltarpites? sp. ind. = *Grammoceras* spec. nov. indet. Rosenberg 1909, p. 301, Taf. XV, Fig. 14
= ? *Harpoceras densecapillatum* Fucini, 1921, Taormina II, p. 11 p.p., Taf. II, Fig. 13, non 12
Fuciniceras portisi (Fuc.)
Fuciniceras lavinianum (Fuc.) *conjungens* (Fuc.)
Protogrammoceras celebratum (Fuc.)
Protogrammoceras cf. *celebratum denseplicatum* Fuc.
Protogrammoceras cf. *zuffardii* Fuc.
Protogrammoceras inseparabile (Fuc.) emend. Spath
Protogrammoceras bonarellii (Fuc.)
Protogrammoceras sp. ind.

Die Grösse des vertretenen Zeitabschnittes im Verhältnis zur geringen Mächtigkeit spricht hier wiederum für kondensierte Sedimentation. Dies bestätigt sich in den Limonit- und Manganoxyd-Krusten[22]), die nicht nur die Fossilien, manchmal recht dick, bis zu Knollenbildung, sondern auch grössere Flächen innerhalb des Gesteins überziehen. Dabei sind häufig Serpuliden abgebildet. Gelegentlich finden sich auch Flecken und Rinden von Glaukonit.

3. *Die Mergelkalke des Domérien*

Sie sind, wenn ungestört, lithologisch etwa den entsprechenden Bildungen des Breggia-Profils vergleichbar (Schichten 2o in Renz, 1920). Abweichend sind die vorherrschende intensiv rote Farbe und knollige Lagen, wodurch sie eine gewisse Ähnlichkeit zum Ammonitico rosso erlangen. Der bedeutendste Unterschied besteht in den massenhaft und regelmässig verteilten Crinoidentrümmern, darunter häufigen *Apiocrinus*-Wurzelstücken wie im Besazio-Kalk.

Es gibt nur zwei erwähnenswerte, gute Aufschlüsse in unserem Gebiet: in den Cave d'Arzo (H/11) und unmittelbar S Tremona, in einem kleinen Steinbruch am alten Strässchen nach Besazio. Einen Brachiopoden von letztgenannter Stelle bestimmte D. V. Ager (London) als «*Terebratula*» *helenae* Renz.

Die Ammoniten, die besonders in der letztgenannten Fundstelle recht häufig vorkommen, haben wir nicht untersucht, da nach ihrer Bearbeitung durch Senn und der Breggia-Fauna durch Renz (op. cit.) nichts wesentlich Neues zu erwarten war.

Der erwähnte seitliche Übergang zwischen mergeligem Domérien und Besazio-Kalk ist am besten, wenn auch nicht direkt, in den beiden kleinen Steinbrüchen NW des Kalkofens von Arzo zu beobachten: im Steinbruch nördlich vom Weg, der zum grossen Steinbruch führt, (H/11), sind gebankte Mergelkalke aufgeschlossen, die = ungestört auf Broccatello mit grünen Crinoiden-Fragmenten lagern. Unmittelbar südlich vom Weg, im Streichen an die Mergelkalke anschliessend, steht brecciöser und pseudokonglomeratischer Besazio-Kalk mit limonitisierten Ammoniten an.

Entsprechende heteropische Übergänge, in faziell sehr ähnlichen Gesteinen, haben wir im Sinémurien des toskanischen Apennins beobachtet, und zwar in einem Steinbruch unterhalb des Dorfes Sassetta (Campigliese, vgl. Giannini, 1955).

DIE AUSWIRKUNGEN SYNGENETISCHER TEKTONIK

I. ALLGEMEINES

Beim Betrachten unserer Karte (Taf. I) fällt auf, dass der zentrale Teil, das «Plateau von Tremona», von ansehnlicher Quartärbedeckung (im wesentlichen Moräne) eingenommen wird. In einer breiten Zone zieht sie von den Cantine di Tremona nach Besazio, quer bis diagonal zu den Störungen. Westlich unmittelbar anschliessend und parallel durchschneidet ein weiteres Band mit Quartärfüllung

[22]) Sie enthalten, nach einer durch Dr. H. Schwander im min.-petr. Institut Basel durchgeführten spektrographischen Analyse ausser den Hauptkomponenten Fe, Mn, als Nebenkomponenten: Mg, Si, Ti; in Spuren: Be, B, Pb, Alkalien, Cu, Zr, Co, Ni, Sr, Cr.

unser Gebiet, allerdings von weit geringerer Bedeutung: das Gaggiolo-Tälchen. Dadurch werden wichtige Zusammenhänge zwischen den tektonischen Linien des Raumes Cave d'Arzo–Sermonte–Castello im N und Besazio -S. Agata im S maskiert und Korrelationen erschwert. Eine konsequente Gliederung in einzelne Schollen wird auch durch die Mehrphasigkeit der tektonischen Linien und ihre komplexen Wechselbeziehungen verunmöglicht.

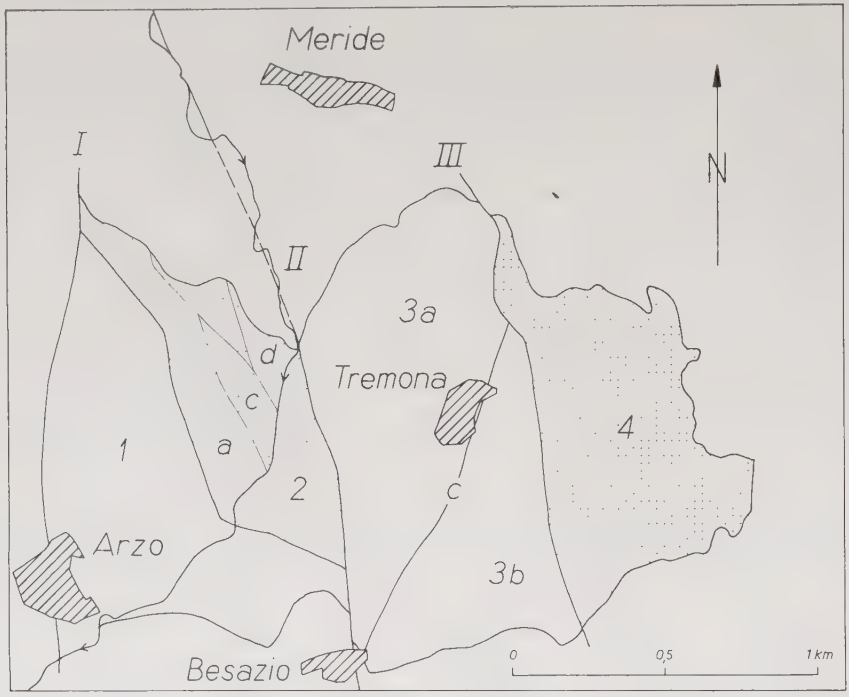


Fig. 25. Paläotektonische Gliederung des Gebietes zwischen Arzo, Besazio, Rancate und Meride, 1:25000. – I Verwerfung von Arzo, II Verwerfung Besazio–Gaggiolo, III Verwerfung Fatt–Castello. – 1. Scholle Besazio–St. Rocco–Costone. – 2. Zone der Steinbrüche von Arzo. a) Scholle des grossen Steinbruchs, c) Scholle zwischen Fornace und Sägewerk, d) Macchia vecchia-Zone Sägewerk–Gaggiolo-Brücke. – 3. Zone Cave di Besazio–Tremona–Sermonte. 3a) Nördliche Teilscholle, 3b) Südliche Teilscholle, c) Diagonale Verwerfung Besazio–Tremona. – 4. Zone Barozzo–Cantine di Tremona.

Als Rahmen für die weitere Besprechung erscheint eine grobe Gliederung in 4 Abschnitte zweckdienlich (Fig. 25):

1. Die Scholle von Besazio–S. Rocco–Costone, im wesentlichen aus ungestörtem, gleichmässig einfallendem Hauptdolomit bestehend. Macchia vecchia fehlt völlig.

2. Die Zone der Steinbrüche von Arzo, durch intensive tektonische Beanspruchung gekennzeichnet. Ungestörter Hauptdolomit tritt zurück, dafür spielt Macchia vecchia eine bedeutende Rolle.

3. Die Zone Cave di Besazio–Tremona–Sermonte, durch die wichtige, diagonal verlaufende Linie Besazio Tremona in zwei Teilschollen zerlegt, die ihrerseits in einige NNW verlaufende Teilelemente zerfallen.

4. Die Zone Barozzo–Cantine di Tremona, wiederum durch intensive rhätische und liasische Tektonik beansprucht. Sie ist durch weitverbreitete HD/Rhät-Breccien ausgezeichnet.

II. EINZELBESCHREIBUNG

1. Die Scholle von Besazio–S. Rocco–Costone

Sie wird im W durch die bereits erwähnte Verwerfung begrenzt, die vom Costone (unmittelbar westlich P. 707) bis Arzo dem Bach folgt und dann ziemlich genau nach S weiterzieht. Diese Störung ist im Bach an verschiedenen Stellen gut sichtbar (besonders beim Reservoir, genau an der Vereinigung der beiden Tälchen bei P. 543). Sie zeichnet sich fast stets durch Breccien aus, die Hauptdolomit-Trümmer in gelber, dolomitischer, oft zerreiblicher Grundmasse führen. Wir stellen diese Bildungen ins Rhät und datieren damit die Störung. Nirgends sind liasische Anteile darin zu beobachten.

In der Costone-Fluh, westlich vom Weg, der dort Richtung Meride zu Tal führt, kann beobachtet werden, wie die Störung mit der assoziierten Rhät-Breccie den Hauptdolomit in seiner gesamten Mächtigkeit quert und in die Raiblerschichten eindringt. An einigen Stellen sind im Bereich der Verwerfung auch Lager von Terra rossa zu sehen. Der E-Flügel wurde um 15–20 m abgesenkt. Allerdings interferiert hier noch eine weitere wichtige Störung, die westliche Begrenzung der Zone der Cave d'Arzo, die in die rhätische Verwerfung von Azo einmündet. Sie dürfte ebenfalls im Rhät als Verwerfung angelegt und im Lias durch Dehnung reaktiviert worden sein. Diese spätere Beanspruchung bezeugt die breite intrusive Broccatello-Spaltenfüllung, die unmittelbar westlich vom steilen Weglein Costone–Guana ansteht und nach unten auskeilt.

Die Rhät-Verwerfung von Arzo spielt als Faziesgrenze eine eminente Rolle, in dem sie, wie schon dargelegt wurde, den Bereich des Broccatello von dem der synchronen Kalkarenite trennt.

Die Scholle von S. Rocco zeigt ein einheitliches NW–SE-Streichen und ein Einfallen von 30–45° SW. Das Streichen steht etwa quer zur Richtung der alpinen Faltenachsen. Dass die Kippung dieser Scholle präliasisch erfolgte, erhellt auch aus der deutlich winkeldiskordanten Auflagerung des Broccatello und Besazio-Kalkes bei S. Antonino di Besazio.

Dass die Scholle längere Zeit als stabiler Horst bestand, demonstriert die äusserst reduzierte Sedimentation bis zum basalen Radiolarit im Raum zwischen Arzo, Besazio und Ligornetto. Bei P. 508, E Arzo, ist der Broccatello äusserst geringmächtig und stark kondensiert, wie schon dargelegt wurde. Bei S. Antonino di Besazio folgt auf geringmächtigen Broccatello stark kondensierter Besazio-Kalk und darüber (am E-Ende des Aufschlusses, in dichtem Buschwald) Ammonitico rosso (Toarcien, belegt mit zwei Exemplaren von *Hildoceras quadratum* Prinz). Südlich Bar Sport (SE Arzo, 716930/081350), am Fussweg nach Ör, steht zunächst, unmittelbar hinter dem Haus, Hauptdolomit an. Dann folgt Moränenbedeckung und 10 m höher bereits Radiolarit. 75 m W Grenzstein Nr. 70 (NW Ligornetto, 716925/080650) ist der Kontakt wiederum nicht aufgeschlossen, doch

fehlen nur wenige Meter zwischen Hauptdolomit und Radiolarit. Zwischen dieser Stelle und der Strasse Ligornetto–Clivio verläuft ein Bruch genau in der Richtung und in der südlichen Fortsetzung der Verwerfung von Arzo. Zu beiden Seiten dieses Bruches verhält sich die Antiklinale von Clivio tektonisch uneinheitlich, indem starke Abweichungen im Streichen vorkommen. Die Verwerfung von Arzo dürfte demnach hier die alpine Tektonik als präexistente Linie beeinflusst haben (Fig. 26).

Ähnliches lässt sich für die scharfe östliche Begrenzung der Stabio-Antiklinale sagen, die ebenfalls dem Verlauf der Linie von Arzo entspricht. Seismische Untersuchungen bestätigen, dass die Stabio-Antiklinale hier im Untergrund nicht weiter nach E verläuft. Die präexistente Linie von Arzo dürfte somit als Transversalverschiebung reaktiviert worden sein.

Die nordöstliche Begrenzung des Lias-Aufschlusses von P. 508, E Arzo, die von Senn als Brandungshohlkehle aufgefasst wurde (op. cit., p. 577), entspricht nach unseren Untersuchungen einem tektonischen Kontakt. Die Verwerfung (um die Kapelle entspricht sie der bergseitigen Wegböschung) wurde schon im Rhät angelegt. Denn am Kontakt und einige Meter nach E treten überall Breccien auf, die Hauptdolomit-Trümmer in gelbem, leicht mergeligem, zerreiblichem Dolomit enthalten. Diese Grundmasse besteht vorwiegend aus einzelnen Dolomit-Rhomboederchen, mittelkörnigen, dolomitischen, detritischen Körnern, Glimmer, detritischem Quarz und Glaukonit. Aus lithologischer Analogie zu gewissen Lagen des S. Agata-Profils stellen wir diese Grundmasse zum Rhät.

Die Störung wurde offenbar später, wahrscheinlich im Domérien, reaktiviert. Broccatello mit überlagerndem Besazio-Kalk (geringe Anteile) und Domérien-Mergelkalk wurde entlang einem scharfen tektonischen Kontakt abgesenkt. Dabei wurden grobe Blöcke und kleinere Trümmer von Broccatello und Besazio-Kalk in noch plastisch-fluidal sich verhaltendem Domérien-Mergelkalk resedimentiert. Trotz der Rundung gewisser dieser Komponenten scheint uns eine primäre, synsedimentäre Aufarbeitung an der Basis des Domérien-Mergelkalkes, etwa im Sinne Senns (l. cit.) unwahrscheinlich: erstens aus Habitus und Verhalten der Mergelkalke selbst, die uns Slumping-Erscheinungen nahe zu stehen scheinen; dann aus dem Fehlen jeglicher Spuren von bohrenden oder sessilen Organismen, die beim durchwegs reich dokumentierten bentonischen Leben in den Domérien-Mergelkalken zu erwarten wären. Und schliesslich aus dem Fehlen von Hauptdolomit-Trümmern im Lias, die in einer Brandungshohlkehle anzunehmen wären. Es ist auch unwahrscheinlich, dass dieselbe Brandungshohlkehle vom Hettangien bis zum Domérien an derselben Stelle erhalten geblieben wäre.

2. Die Zone der Steinbrüche von Arzo

Ihre westliche Begrenzung manifestiert sich von der Höhe der Rhät-Aufschlüsse (westlich des grossen Steinbruches, Taf. IV, D/11, NE) bis zum Costone in einer breiten Bruchzone. HD/Rhät-Breccien und rhätische Anteile an Macchia vecchia sprechen auch hier für eine bereits rhätische Anlage. Die Breite dieser Bruchzone – am deutlichsten sichtbar zwischen den Rhät-Aufschlüssen und dem Hauptdolomit der S. Rocco-Scholle – dokumentiert ihren Dehnungscharakter bei gleichzeitiger Absenkung des E-Flügels. Eine breite, sich verzweigende Spalte

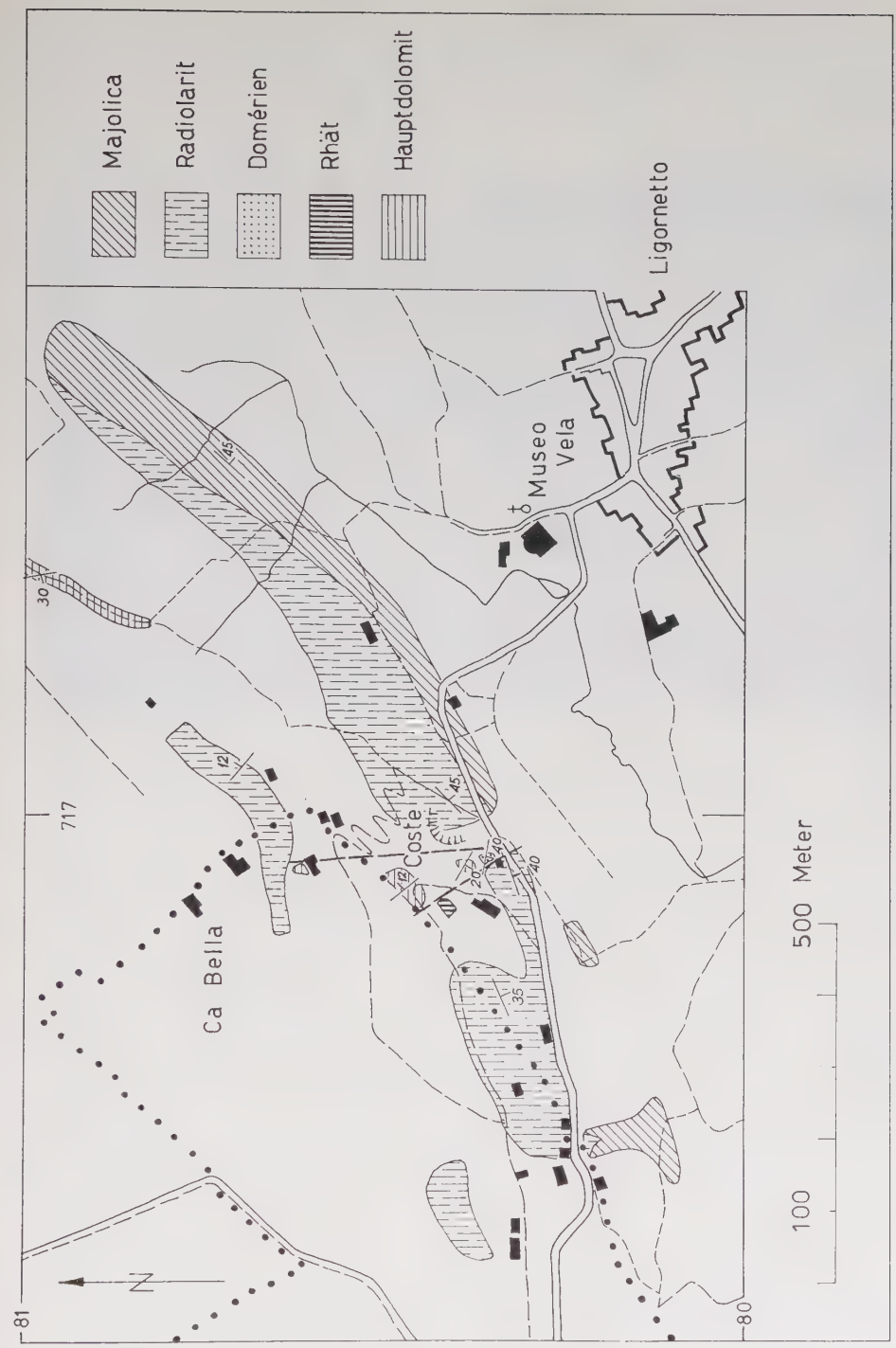


Fig. 26. Geologische Kartenskizze des Gebietes NW Ligornetto, 1:10000.

mit intrusivem Broccatello zeugt für eine unterliasische Reaktivierung. Nach S, vom stratigraphischen Kontakt Broccatello/Rhät über Bagno bis zur Certara, erfolgt die Begrenzung an einem scharfen tektonischen Kontakt Broccatello/ Hauptdolomit.

Fig. 27. Steinbrüche von Arzo, von SSE. Links N-Wand des grossen Steinbruchs, Rhät. Im mittleren Abschnitt Broccatello und Macchia vecchia mit deutlich hervortretenden, durch den Steinbruchbetrieb blossgelegten, steil nach E einfallenden Verwerfungen. Rechts Hauptdolomit.

Die Zone der Steinbrüche im N des Gaggiolo-Tälchens kann, trotz ihrer enormen Komplexität, in wenige Teilelemente eingeteilt werden, die zwar in sich wieder stark zerhackt erscheinen und wechselseitig interferieren, doch im wesentlichen eigenen Charakter und damit eigene Verhaltensweise ablesen lassen (cf. Fig. 27).

a) Im E an die westliche Begrenzung der Zone anschliessend folgt eine stark abgesenkte Scholle. Sie zeichnet sich durch ein mächtiges Rhät-Vorkommen aus, das von Broccatello überlagert wird. Im SE ist Broccatello und mittlerer Lias keilförmig nochmals eingesenkt. Im N schliesst an das Rhät zunächst noch wenig gestörter Hauptdolomit an. Er wird von breiten Macchiavecchia-Bändern, die von den Rändern her konvergieren, bald verdrängt. Die NNW-Richtung der Scholle wird auf halber Höhe nach NW geknickt. Etliche Spalten mit intrusivem Broccatello und mittlerem Lias durchziehen Broccatello, Rhät, Hauptdolomit und Macchia vecchia.

Die östliche Begrenzung der Scholle bildet eine komplexe, stellenweise ziemlich breite Spalte mit intrusivem Besazio-Kalk und Domérien-Mergelkalk, dann östlich daran anschliessend ein breites, stellenweise sich verzweigendes Band von Macchia vecchia, das von der Fornace nach NNW zieht.

Der grosse Steinbruch (EFG/11, 12) erschliesst eine unermessliche Fülle von Einzelheiten, die die Auswirkungen syngenetischer Tektonik, vor allem die sedimentären Intrusions-Erscheinungen reich dokumentieren. Diese Stelle bildet ein immer wieder lohnendes Studienobjekt, einen Angelpunkt innerhalb unseres Gebietes. Es kann sich aber hier nicht darum handeln, eine möglichst vollständige Aufzählung und Beschreibung der Details zu geben, dies würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Wir werden deshalb eine Auswahl der wesentlichen und augenfälligsten Stellen treffen.

An der S-Wand des Steinbruchs (F/12, NW) sind nebeneinander zwei Zonen zu sehen, die die ganze Wandhöhe schief durchschlagen und in denen der Broccatello stark gestört erscheint: mächtige Blöcke und kleinere Trümmer und Gerölle von Broccatello liegen dicht gepackt in rotem, Crinoiden-führendem Domérien-Mergelkalk. Viele der älteren Komponenten sind gut gerundet. Wir schliessen die Möglichkeit aus, dass es sich um normale, im Domérien aufgearbeitete und einsedimentierte Gerölle handelt. Vielmehr scheint uns Abrollung durch gegenseitige Attrition während des Intrusionsvorganges, in noch nicht ganz verfestigtem Zustand wahrscheinlich. Selbst riesige Blöcke von Broccatello sind nicht einfach in die Tiefe gesackt, sondern haben sich dabei zumindest um 180° gedreht, wie dies durch fossile Wasserwaagen in Brachiopoden bezeugt wird.

Ungefähr an derselben Stelle durchschlagen einige Gänge von ockergelbem Kalk mit Involutinen, Crinoiden-Trümmern und kleinen Mollusken, lithologisch sehr ähnlich den Vorkommen von P. 508 E Arzo, den Broccatello. Eine dieser Spalten ist im mittleren Lias wieder aufgerissen, wobei rotes, mergeliges Domérien intrudierte und Trümmer der älteren Gangfüllung mitriss.

Am W-Ende des Steinbruchs (E/11) tritt die schon beschriebene Auflagerung des Broccatello auf Rhät zutage (Fig. 24). Sie wird im unteren Teil durch mehrere kleine liasische, vielleicht alpin reaktivierte Verwerfungen verstellt. Die südlichen Teile sind entlang einer alpinen Scherfläche, die schief zum Schichtfallen verläuft, nach N aufgeschoben, wobei lokal Stauchfaltung auftritt. In den südlichsten Partien (auf Fig. 24 nicht mehr sichtbar) dringt Broccatello in mehreren Spalten tief in Rhät ein, die entlang aufgeplatzten Mergellagen lagergangartige Verbindungen aussenden. Diese Erscheinungen erfolgten in kleinerem Bereich manchmal mehrphasig (Fig. 28).

Die N-Wand des Steinbruchs, die im wesentlichen aus Rhät besteht, ist durch spät-rhätische (untergeordnet) und liasische, z. T. alpin reaktivierte Verwerfungen beansprucht; ferner von Zerrklüften und unregelmässigen, sich verzweigenden und anastomosierenden, oft sehr feinen Rissen mit rhätischen, unter- und mittelliasischen Intrusionen durchsetzt. Sie verleihen dem Ganzen oft den Habitus einer grobblockigen Breccie. Schliesslich bringen zwei alpine, schief zum Schichtfallen verlaufende Scherflächen noch weitere Komplikationen mit sich. Eine durchzieht den vorspringenden W-Flügel von unten bis oben, die andere den zurückversetzten Mittelteil von der westlichen einspringenden Ecke bis zur östlichen, auf halber Höhe der Wand. Die letzte ist wahrscheinlich für die starke Änderung im Streichen (N 40–60° W im W und N 30–55° E im E) verantwortlich.

Im westlichen Abschnitt des zurückversetzten Mittelteils (F/11) ist zunächst, 8 m östlich des Karstloches, eine ca. 30 cm breite 3-phasige Intrusions-Spalte zu

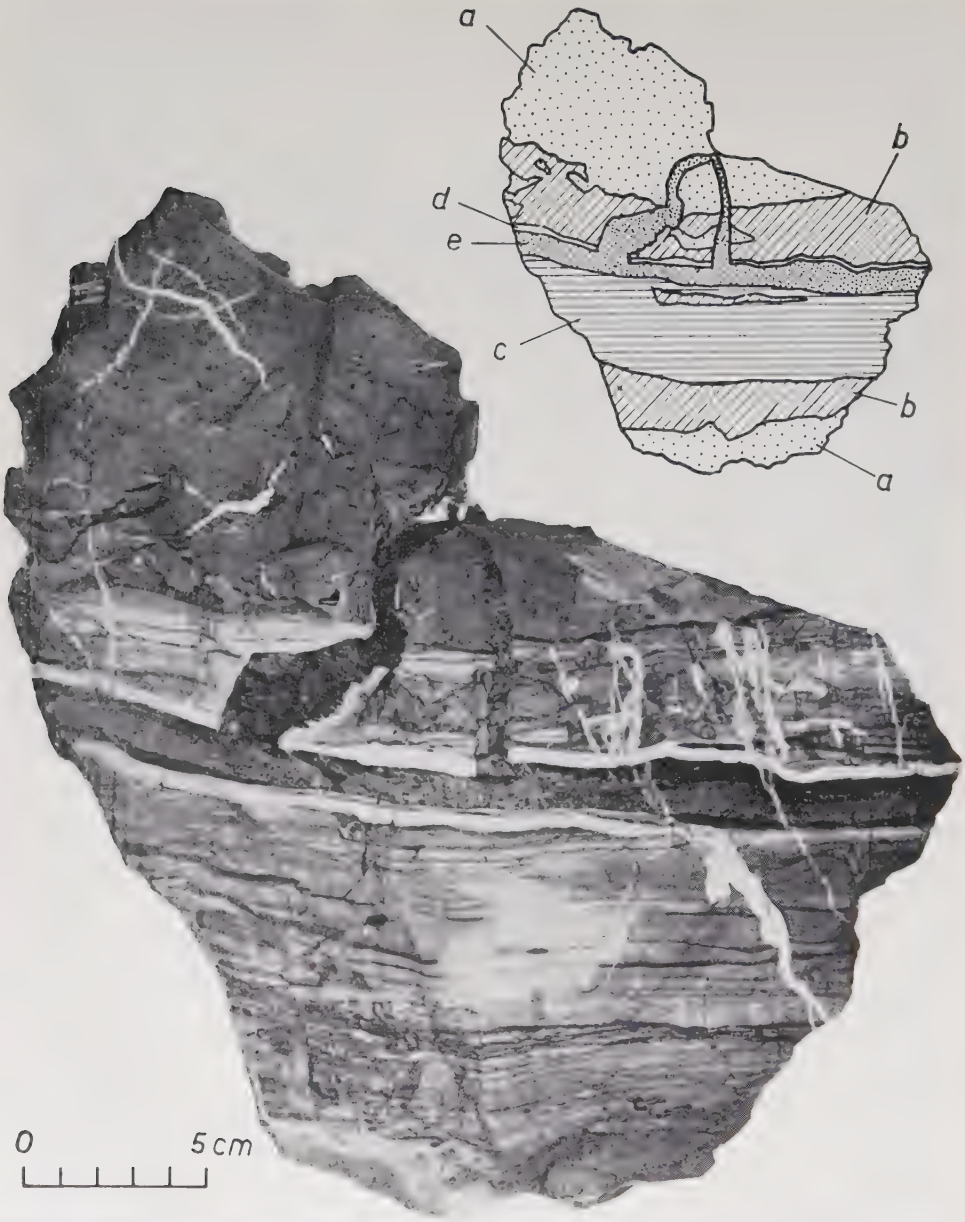


Fig. 28. Mehrphasiger Lagergang im Dach des Rhät, bedingt durch Aufreissen entlang einer mergeligen Lage. Grosser Steinbruch von Arzo, NW-Ecke. a) Rhät. b), c) Intrusionsphasen von Broccatello. d) Calcitisch-spätiges Salband im Dach von c). e) Intrusiver Besazio-Kalk.

sehen (Fig. 29). Den Hauptanteil nimmt an beiden Rändern gelblicher bis fleischfarbiger Broccatello ein, der im östlichen Teil massenhaft *Rhynchonellina alpina* Parona führt. In der Mitte dieser ersten Gangfüllung verläuft als zweite Intru-

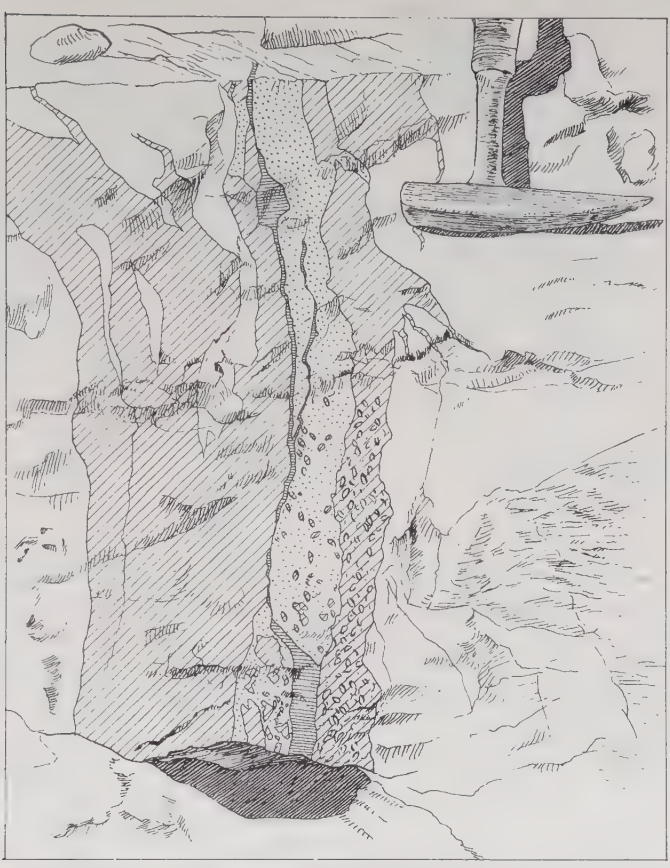


Fig. 29. Mittelteil der N-Wand des grossen Steinbruchs von Arzo (F/11). Dreiphasiges Intrusions-System in Rhät, bestehend aus Broccatello (schräg schraffiert), am rechten Rand *Rhynchonellina alpina* Parona führend, Besazio-Kalk (punktiert) mit aufgearbeiteten Rhynchonellinen und Domérien-Mergelkalk (waagrecht schraffiert).

sionsphase rosa Besazio-Kalk, der aufgearbeitete Rhynchonellinen aus dem unmittelbar benachbarten Broccatello enthält. Entlang dem W-Rand der zweiten Phase schliesslich, verläuft ein feiner Gang von Domérien-Mergelkalk, der sich stellenweise ausweitet und Ausläufer ins Innere des Besaziokalk-Ganges sendet.

In der nächsten Umgebung dieser Stelle sind einige Gangfüllungen mit weissen bis rosa Encriniten zu beobachten. Aus einem dieser Vorkommen stammen einige kleine Asteroceraten (*A. obtusum* (Sow.), *A. varians* Fuc.).

Der vorspringende E-Flügel (FG/11) ist besonders stark durch Paläotektonik und Intrusionen beansprucht (Fig. 30). Die Lithologie und die noch deutliche Bankung des Rhäts, sowie die charakteristische mergelige Lumachelle auf dem Dach kontrastieren wirksam mit den späteren Phasen und geben einen Maßstab für das Ausmass der Verstellungen. Der Schichtverband wird durch Verwerfungen in eine Reihe von antithetischen, schmalen Schollen zerlegt. Entlang der zweiten Verwerfung von W ist intrusiv eingedrungenes Material aus dem Dach zu beob-

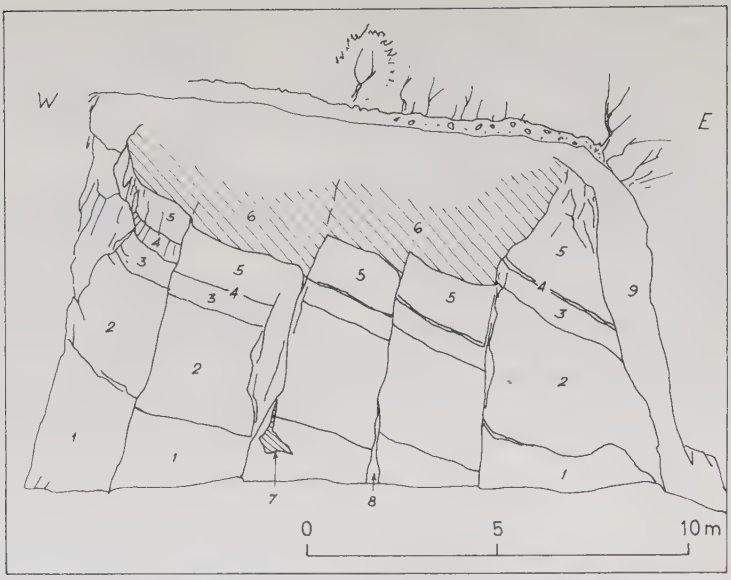


Fig. 30. Ansichtskizze des E-Flügels (F, G/11 auf Taf. IV) des grossen Steinbruchs von Arzo 1:200.

9. Broccatello, Besazio-Kalk und Domérien-Mergelkalk in Kluft.
8. Verfestigt transportierte Brocken von Lumachelle 5 (oben) in Besazio-Kalk.
7. Halbverfestigte Brocken von Lumachelle 5 (Oberteil) in unverfestigt geflossenem Material von 6.
6. Gelbe, mergelige Lumachelle.
5. Dichter Kalk, oben in Lumachelle übergehend.
4. Gelbe Mergellage.
3. Gelblicher dolomitischer Kalk, teilweise feinschichtig oder brecciös.
2. Unten feinschichtige, oben grobklastische dolomitische Kalke.
1. Dichter, kantendurchscheinender Kalk.

achten: an einer Stelle an der Basis (Nr. 7 auf Fig. 30) befinden sich halbverfestigt transportierte Brocken aus dem Dach der Schicht 5 in unverfestigt intrudiertem Material aus Schicht 6. In der östlich anschliessenden Verwerfungsspalte führt intrudierter Besazio-Kalk verfestigt transportierte, eckige Komponenten aus Schicht 5.

Das Bild wird weiterhin bestimmt durch ein komplexes Netz von ± vertikalen, unregelmässigen, sich verzweigenden und anastomosierenden Rissen mit intrusivem Broccatello, Besazio-Kalk und mergeligem Domérien. In der vorspringenden westlichen Ecke, knapp über der Steinbruch-Sohle, durchdringt ein feines (etwa cm-dickes) Riss-System mit mergeligem, tiefrotem Domérien diskordant ein früher angelegtes mit Besazio-Kalk (Fig. 31). Besonders auf einer Schichtfläche innerhalb von 2 (auf Fig. 30) sind Lagergänge sichtbar, die mit dem vertikalen Riss-System kommunizieren (Fig. 32).

Die Rhätaufschlüsse werden nach E scharf abgeschnitten durch eine ca. 2 m breite, markante Spalte, die sie von der östlich anschliessenden, weiter abgesenkten, nach N auskeilenden Teilscholle trennen (Fig. 33). Die Spalte führt von der E-Ecke des E-Flügels nach S überwiegend mergeliges, tiefrotes Domérien

Fig. 31. Grosser Steinbruch von Arzo, W-Ecke des E-Flügels. Intrusiver roter Domérien-Mergelkalk (waagrecht schraffiert) durchdringt diskordant ein früher im Rhät-Kalk angelegtes Riss-System mit Besazio-Kalk-Füllung (punktiert).

Fig. 32. Grosser Steinbruch von Arzo, E-Flügel. Vertikales Riss-System im Rhät kommuniziert mit Lagergängen entlang einer Schichtfläche. Füllung vorwiegend Besazio-Kalk (punktiert).

mit oft gerundeten Trümmern von Broccatello und Besazio-Kalk; von derselben Stelle nach N vorwiegend Besazio-Kalk mit Trümmern von Rhät und Broccatello. Diese, vor allem quantitativ unterschiedliche Verteilung von mergeligem Domérien und Besazio-Kalk in der Spalte drückt eher die Heteropie zwischen beiden Typen aus als zeitlich getrennte Intrusionsphasen.

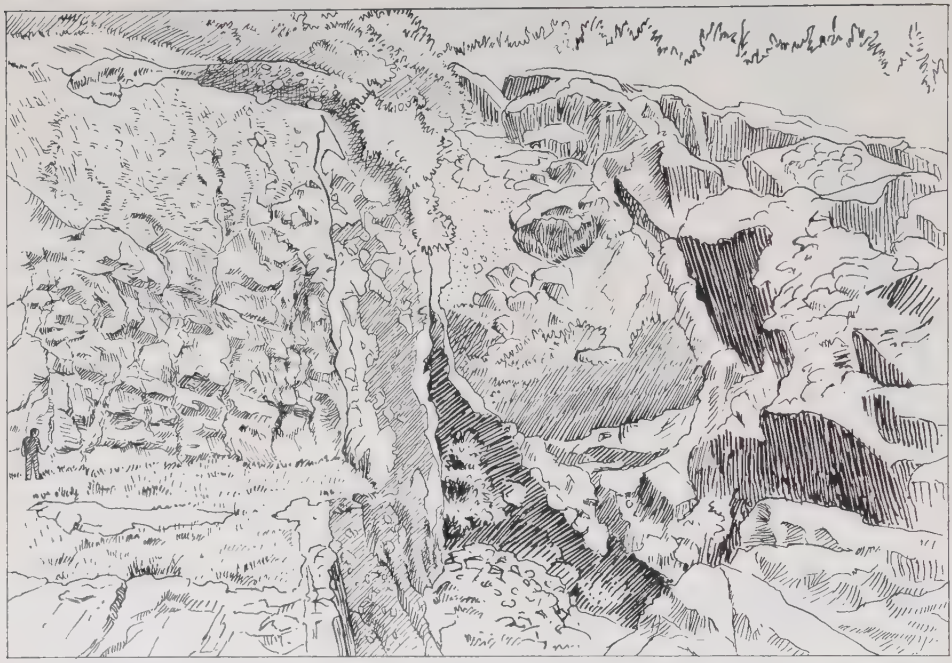


Fig. 33. Cave d'Arzo, Ansicht des zentralen Teils (etwa G/11) von Süden. Links der E-Flügel des grossen Steinbruchs: nach SE einfallendes, stark von Gängen und Lagergängen verschiedenen Alters durchsetztes Rhät. Links im Vordergrund ist die Basis des überlagernden Broccatello sichtbar. Durch die Mitte zieht eine Spalte (= 9 auf Fig. 30), die im Vordergrund vorherrschend roten Domérien-Mergelkalk (schräg schraffiert) mit ± gerundeten Trümmern von Broccatello und Besazio-Kalk führt, während im Hintergrund Broccatello und Besazio-Kalk als Spaltenfüllung überhand nehmen. Rechts Broccatello mit steil nach E einfallenden, meist alpin durch Tangentialbewegungen reaktivierten Verwerfungen.

Dort wo diese Spalte die Basis des Broccatello durchsetzt, etwa 3 m N des Weges (G/11, SW), ist besonders schön die Auswirkung alpiner Reaktivierung zu studieren: der westliche intrusive Kontakt zwischen Broccatello und dem Mergelkalk der Spalte ist uneben, verbuckelt. Die alpine, tangentiale Beanspruchung äussert sich in einem calcitischen Rutschspiegel, der bald innerhalb der Domérien-Füllung, in einigem Abstand vom alten Kontakt verläuft, bald direkt auf diesem (Fig. 34).

Westlich an diese Stelle anschliessend folgt bräunlich-oranger Broccatello mit kalkspatisierten Höhlen und Zwickeln, sowie Pharetronen (Sinémurien?) Einige Meter weiter westlich folgt, an einem scharfen tektonischen (intrusiven?) Kontakt, der schon beschriebene, hellere Broccatello mit den Asteroceraten.

Etliche scharf abgesetzte Risse mit Mittellias-Füllung durchschwärmen hier den Broccatello und setzen sich im Rhät fort.

Die im E gegenüberliegende Wand (bei der kleinen Hütte) zeigt wiederum alpine tangentiale Reaktivierung, in Form von ⊥ waagrecht verlaufenden Rutschharnischen.

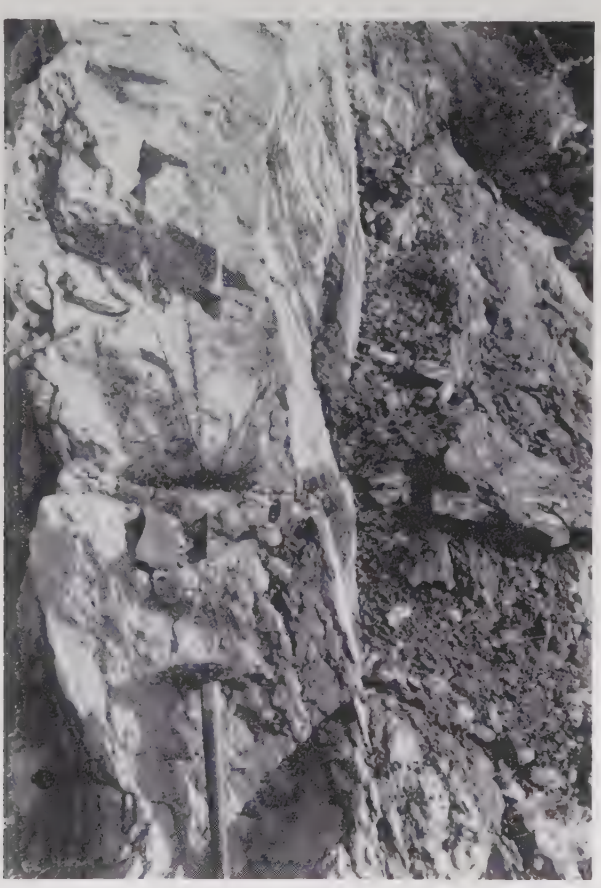


Fig. 34. Alpine Reaktivierung eines paläotektonischen Kontakts: links Broccatello, rechts Domérien-Mergelkalk mit Trümmern von Broccatello und Besazio-Kalk. Kontakt bucklig, nicht immer scharf. Calcitischer Rutschspiegel subparallel dazu. Steinbrüche von Arzo (Taf. IV, G/11, SW).

Die W-Wand des nach E zunächst anschliessenden Steinbruchs (G/11, SE) besteht aus einer etwa m-breiten Spaltenfüllung mit rotem Domérien-Mergelkalk. Sie unterscheidet sich deutlich von anderen ähnlichen Spalten durch das halbverfestigt eingedrungene Sediment: die Schichtung ist noch deutlich zu erkennen, wenngleich stark verbogen und deformiert, etwa in der Art eines Slumping (Fig. 35).

Nach E folgt eine ca. 30 m breite Zone mit Broccatello und Besazio-Kalk, die sich zu groben, unregelmässigen Breccien kombinieren, wohl im Gefolge von Dehnungs-Phänomenen.

Sodann schliesst der schon besprochene Aufschluss mit geschichteten Domérien-Mergelkalken an (H/11, S). Er wird nach E abgesetzt durch eine Spalte aus lithologisch analogem, doch deutlich vertikal-fluidal struiertem Material, mit Schlieren aus Crinoiden-Trümmern.

Fig. 35. Halbverfestigt, in noch deutlich abgezeichnetem Schichtverband auf paläotektonischer Spalte in Broccatello eingedrungene Mergelkalke des Domérien. Steinbrüche von Arzo (Taf. IV, G/11, SE).

Schliesslich folgt bis zur «Cava Galfetti» (I/10, 11) eine 25 m breite Zone von Macchia vecchia, die an ihrem östlichen Rand (W-Wand des Steinbruchs) einige Spalten mit Broccatello, Besazio-Kalk und mergeligem Domérien aufweist.

Vor der Besprechung der weiter östlich anschliessenden Schollen und Zonen möchten wir der Macchia vecchia einen besonderen Abschnitt widmen.

b) Charakterisierung und Interpretation der Macchia vecchia. Es sind grobe, äusserst unregelmässige, bunte Breccien mit Hauptdolomit als ältester Komponente und meist mehreren Phasen von kalkiger Grundmasse. Die Hauptdolomit-Fragmente variieren stark im Umfang und sind sehr unregelmässig be-

grenzt. Nicht selten sind ganze Schichtpakete. Auch ihre Lithologie wechselt machmal auf engstem Raum: dichte bis mittelkörnige, massige und feinschichtige, manchmal feinbrecciöse, hell- bis dunkelgraue, grünliche, gelbliche und violette Typen. Es gibt Übergänge zwischen von Kalkadern durchschwärmten Dolomitpartien und Typen mit vorwiegender kalkiger Grundmasse. Man kann darin ausgefüllte Risse mit korrespondierenden Rändern (blosses Klaffen) und mehr oder weniger ebene Bewegungsflächen mit nicht aufeinanderpassenden Rändern erkennen.

Es sind mindestens 5 Phasen von meist intrusiver Grundmasse zu unterscheiden, die schon dadurch eine chronologische Reihenfolge zeigen, dass sie gegeneinander abgesetzt sind und sich gegenseitig durchdringen. Durch lithologische Vergleiche mit benachbarten homogenen, durch Fossilien belegte Partien lassen sie sich zudem im allgemeinen datieren. Sie vertreten im Prinzip sämtliche in diesem Gebiet selbständig vorkommenden Gesteine, die jünger als Hauptdolomit sind:

1. Ein System von weissen Calcit-Adern und -Füllungen von unregelmässigen Hohlräumen. Der Hauptdolomit zeigt sich oft in grösseren, noch zusammenhängenden Partien zerbrochen, bereichsweise nur von Calcitadern durchschwärmt oder in weiter auseinanderliegende Trümmer aufgelöst. Im letzten Falle sind diese Fragmente meist gerundet und randlich angelaugt, mit blumenkohlartigen Konturen. Die calcitisch-spätige Grundmasse zeigt, meist nur in reliktischen Inseln, am ehesten um die angelaugte Peripherie der Hauptdolomit-Trümmer, haarscharf-feinschalige, leicht bräunliche Ausbildung. Diese feinen Schalen zeigen, selbst bei grösserer Dicke der Krusten, einen welligen Verlauf, der die Unregelmässigkeiten der Trümmerkonturen reproduziert und bei zunehmender Dicke verstärkt. Wir deuten sie als Sinter, als Ausdruck karstischer Phänomene, die möglicherweise mit der Unterrhätischen Emersionsphase in Zusammenhang stehen.

Nach diesen Bildungen blieben z. T. recht umfängliche Hohlräume und Zwickel offen, die im oberen Rhät durch Phase 2 erfüllt wurden. Dabei bilden sich an den Kontakten mit Phase 1 calcitisch-spätige Reaktionssäume, die die Sinter weitgehend verdrängten. Diese zweite Calcit-Generation ist meistens ebenfalls schalig, doch viel undeutlicher und gröber als die erste. Diese Schalen gleichen auch im Unterschied zu den Sintern sofort alle Unregelmässigkeiten der Konturen aus. Die Bildung dieser calcitischen Reaktionssäume muss nach erfolgter Intrusion von Phase 2 längere Zeit angedauert haben, im Gefolge des chemisch-physikalischen Ungleichgewichts zwischen Phase 2 und 1, resp. Hauptdolomit. Dabei wurde Phase 2 in reliktische Zwickel mit lang ausgezogenen Ausläufern verdrängt.

Ähnliche weisse Reaktionssäume, sowie durch Stoffwanderung in engen Bereichen alterierte Kontakte sind, wenn auch nicht in der Regel, auch allen jüngeren Intrusionsphasen zuzuordnen, offenbar gleichfalls aus Ausdruck des gestörten und sich wieder einspielenden chemischen Gleichgewichts des Systems. Dies gilt auch für intrusive Gänge und Risse in sonst ungestörtem Gestein («Salbänder»).

2. Hellgelbe und grünliche mergelige Dolomite, dolomitische und kalkige Mergel, manchmal oolithisch oder pseudoolithisch, seltener Lumachellen. Oberes Rhät.

3. Broccatello, in sämtlichen Spielarten. Manchmal in zwei Phasen.

4. Besazio-Kalk.
5. Mergeliges, tiefrotes, glimmerführendes Domérien.

Nicht nur die volumetrische Verteilung der einzelnen Phasen als Grundmasse, auch die Art ihrer Kombination zu ein- und mehrphasigen Trümmern ist grossen Schwankungen unterworfen. (Z. B. liegen etwa Trümmer, die Hauptdolomit-Brocken mit Calcit-Adern und -Säumen in Broccatello enthalten, in Besazio-Kalk, wobei sie von weissen Calcit-Säumen umgeben sind; das gesamte Gefüge wird von tiefroten, mergeligen Adern einer jüngsten Domérien-Phase diskordant durchschlagen). Damit wird evident, dass die Bildungen ihre Entstehung nicht einem einmaligen Zusammenbruch einer bis anhin konkordanten Serie verdanken, etwa im Gefolge von Dehnungserscheinungen oder vorangehender karstischer Auswitterung. Vielmehr sind dafür zeitlich getrennte tektonische Ereignisse verantwortlich zu machen – Dehnungen haben wahrscheinlich die wichtigste Rolle gespielt –, die unmittelbar zur Ausfüllung der entstandenen Hohlraumsysteme führten. Sie waren getrennt durch Perioden der Wiederherstellung des physikalisch-chemischen Gleichgewichts (Stoffwanderung entlang Kontakten und Inhomogenitätsflächen, Stylolithen, calcitische Säume) und der Zementierung.

Noch bleibt die räumliche Verteilung in einem weiteren Rahmen als dem des Handstücks zu klären: Macchia vecchia tritt in meist schmalen Gräben auf (1 m bis 150 m), die den Hauptdolomit senkrecht oder in einem steilen Winkel zur Schichtung durchschlagen. Sie streichen zwischen NW und NNE und sind durch scharfe, ± parallele Flächen begrenzt. Dies spricht für eine Bindung an präexistente Verwerfungen.

Ein besonders charakteristischer Umstand liegt in der Abwesenheit von Sortierung und Gradation der Trümmer und im allgemeinen von Zonierung der intrudierten Grundmassen. Wohl sind manchmal ± scharf begrenze Spalten mit Broccatello oder mittlerem Lias innerhalb der Macchia vecchia zu beobachten, doch in der Regel sind die Trümmer und die einzelnen Grundmassephasen, statistisch über grössere Bereiche betrachtet, richtungslos verteilt. Dafür können verschiedene Deutungen gegeben werden und die verschiedenen Ursachen und Auswirkungen, die sie betreffen, mögen gleichzeitig oder nacheinander interferiert haben.

1) Phase 1 und 2 unterscheiden sich von den jüngeren durch den geringeren Grad von rupturellem Verhalten des Paläosoms, wie an wenigen Stellen beobachtet werden kann. Phase 1 folgt oft schichtparallelen Zonen innerhalb des Hauptdolomits. Dies dürfte z. T. auf primär-lithologisch bedingte Schwächezonen in bezug auf die Anfälligkeit gegenüber karstischer Verwitterung zurückzuführen sein, etwa auf primär-brecciöse Horizonte (ein solches Beispiel werden wir noch beschreiben), z. T. auf damit zusammenhängende, geringe schichtparallele Bewegungen einzelner Schichtpakete gegeneinander. Für letzteres sprechen auch feine subvertikale, kalkspatisierte Ruptursysteme, die mit den schichtparallelen Vorkommen von Phase 1 kummunizieren.

Phase 2 (meist mergelig) intrudiert entlang dem ersten subvertikalen Rissystem oder in eigenen Rupturnetzen derselben Grössenordnung, auch entlang dünnen Lagergängen, und erfüllt die von Phase 1 offengelassenen Hohlräume. Durch dieses bereits engmaschige Netz ergibt sich eine «Vorbehandlung» des

Gesteins im Sinne einer weitgehenden Isotropie gegenüber späteren rupturellen Beanspruchungen.

2) Es ist denkbar, dass die Macchia vecchia-Zonen in gewissen Fällen an Streifen gebunden sind, die sich durch Bruchscharung oder Interferenz voneinander spitzwinklig schneidenden Bruchsystemen früherer, später verwischter (rhätischer) Phasen auszeichneten. Sie hätten vorzugsweise rupturell anfällige Schwächezonen bezeichnet, etwa relativ gehobene schmale Horste, die an der Rhät/Lias-Grenze durch Erosion stark in der Hauptdolomit-Mächtigkeit reduziert wurden. Während der subsequenten Überlagerung durch Broccatello und mittleren Lias hätten wiederholte Phasen von Zerrtektonik, bei gleichzeitiger Absenkung und Intrusion zur Bildung von Macchia vecchia-Zonen geführt.

3) Bei genügender grabenartiger Absenkung der Zonen könnten die benachbarten Schollen, besonders ihr Hauptdolomit, zusätzliches klastisches Material geliefert haben, indem durch Schollenkippung ganze Schichtpakete entlang Schichtflächen ins Rutschen kamen und über die steilen, tektonisch angelegten Böschungen in die Macchia veccia-Gräben stürzten.

4) Vor allem durch Schwereglеitung ganzer Schollen auf der Raibler-Unterlage mögen neben Zerrbewegungen gleichzeitig auch Quetschvorgänge erfolgt sein. Sie hätten zusätzliche Rupturen gezeitigt und intrudiertes Material selbst in feinste Hohlräume und Risse gepresst.

Die besten Macchia vecchia-Aufschlüsse finden sich dort, wo durch den modernen Steinbruchbetrieb grosse plane Flächen durch Drahtseilsägen erschlossen wurden: im tiefen Steinbruch an der Strasse, beim Sägewerk (K/8, 9); im neu angelegten kleinen Steinbruch nördlich davon (K/7, SE), sowie im «Marmorzimmer-Steinbruch» auf 630 m Höhe (D/4, N, Fig. 36). Überdies liegen beim zuerst erwähnten Steinbruch und beim Sägewerk ständig genug Platten und ausgesägte Blöcke herum, die Einblick in die mannigfaltigen Spielarten dieses Gesteins gewähren, und besonders bei Wasserbenetzung zu schönster Wirkung gelangen.

c) Die Scholle zwischen Fornace und Sägewerk.

Sie wird hauptsächlich aus Hauptdolomit aufgebaut und nur von wenigen, engen Macchia vecchia-Zügen durchsetzt. Den besten Einblick erlaubt die «Cava Galfetti» (I/10, 11), in der Hauptdolomit zur Speisung des Kalkofens gebrochen wird.

Die Schichtung ist hier durch spitzwinklig dazu verlaufende alpine Scherflächen gestört. Auf halber Höhe, vor allem im östlichen Teil, ist eine dünne rote, in grünlich-gelb übergehende Mergellage sichtbar; ca. 1 m darunter eine undeutlich abgegrenzte, brecciös erscheinende Lage: der Hauptdolomit ist hier primärbrecciös und weist kleinere und grössere rundliche Hohlräume, Zwickel und Adern auf, die ganz oder teilweise durch schaligen, weissen Calcit ausgekleidet sind. Die dünne rote Mergellage erscheint bei genauer Betrachtung nicht streng konkordant und kommuniziert oben und unten mit einem System von feinen, subparallelen und diskordanten Rissen. In gewissen Abständen füllt dieselbe Masse NNW-streichende, cm-dicke Spalten (Bewegungsflächen) aus und dringt darauf in die erwähnte brecciös-kavernöse Lage im Liegenden ein, die noch offen gebliebenen Räume ganz ausfüllend. Die Anlage der Hohlräume und z. T. die

Fig. 36. Cave d'Arzo, «Marmorzimmer-Steinbruch» (Taf. IV, D/4, N). Die plangesagte E-Wand gewahrt besonders schön Einblick in das Grossgefüge der Macchia vecchia. Rechts ganze Schichtpakete von Hauptdolomit. Links von der Mitte komplexe, mehrphasige Trümmer in Domérien-Mergelkalk. Hammer (rechts von der Mitte) 50 cm lang.

Calcit-Auskleidung entsprechen Phase 1 der Macchia vecchia. Ein Teil der Calcit-Beläge dürfte Reaktionssäume mit den intrudierten Mergeln (Phase 2) darstellen. Somit illustriert dieser Zustand ein Frühstadium der Macchia vecchia-Bildung, wie es in b) 1 dargelegt wurde.

Der Hauptdolomit fällt hier nach S ein, weiter nördlich nach SW.

d) Die Macchia vecchia-Zone Sägewerk–Gaggiolo-Brücke.

Sie wird im W durch eine markante Fläche begrenzt, die unmittelbar westlich vom Sägewerk durchzieht und sich im N dem hier nach SE abbiegenden Ausläufer der Costone-Fluh entlang zieht. Am E-Hang des Gaggiolotälchens sind ihre östlichen Teile, z. T. allerdings sehr lückenhaft aufgeschlossen. In den nördlichsten Aufschlüssen dieser Talseite stösst Macchia vecchia mittelst einer etwa m-breiten Spalte mit intrusivem Besazio-Kalk an stark abgesenktes Rhät mit überlagerndem Broccatello, der vereinzelte Hauptdolomit-Trümmer enthält. Der E-Rand der Macchia vecchia ist weiter im S wieder aufgeschlossen und stösst entlang einer scharfen Grenze direkt an Broccatello. Unterhalb der Kloake (Fogna) von Tremona (717530/082030) wird die Macchia vecchia von Broccatello überlagert, der gleich westlich anschliessend in einer breiten Spalte intrusiv in sie eindringt (besonders gut sichtbar im Steinbruch am Weg unterhalb Ongè, 717465/082150). Die Verwerfung Gaggiolo–Besazio ist südlich der Kloake von Tremona nirgends aufgeschlossen. Sie ist nur zwischen Grom und Besazio durch einen kleinen Aufschluss von fluidal texturiertem, intrudiertem Besazio-Kalk fassbar.

e) Präexistente, nicht direkt sichtbare Linien.

Vom NNW streichenden westlichen Rand der Zone d), etwa auf halber Höhe zwischen Sägewerk und Costone, zweigt ein ca. 50 m breiter Macchia vecchia-Streifen in NW-Richtung ab. Seine westliche Begrenzung dürfte einer präexistenten, nicht mehr direkt sichtbaren Linie entsprechen, die sich in besonders starken Interferenzerscheinungen der jüngeren Bruch- und Spaltensysteme äussert, indem diese, von beiden Seiten auf sie zu streichend, von NNW in ihre NW-Richtung abgebogen werden und sich auf ihrer Höhe verzweigen.

Ähnliches gilt für die Linie, die, ausgehend vom Ende der plötzlich auskeilenden, aus Broccatello und Besazio-Kalk kombinierten breiten Spalte in Steinbruch E/6, die westliche Begrenzung der Steinbruchzone auf 640 m Höhe plötzlich nach NW abbiegt, bis sie NW P. 707 die Linie von Arzo erreicht. Sie setzt sich wahrscheinlich von der erwähnten Broccatello/Besazio-Kalkspalte bei F/9, E, durch sie leicht abgesetzt, nach SE bis zur Fornace fort.

Der Verwerfungscharakter dieser Linien und ihre Präexistenz in bezug auf die NNW streichenden Systeme ergibt sich auch aus dem Streichen der Hauptdolomit- und Rhät-Anteile der durch sie abgegrenzten Schollen: in der westlichen im allgemeinen SSE, in der mittleren vorherrschend SSW bis SW, in der östlichen, entlang dem Costone, SE bis ESE.

3. Die Zone Cave di Besazio–Tremona–Sermonte

Eine wichtige Verwerfung durchzieht sie diagonal in NNE SSW-Richtung, von Besazio bis Ronco Vassalli, und zerlegt sie in zwei etwa dreieckig abgegrenzte Teil-

schollen. Die südliche wird durch eine NNW-streichende Verwerfung, die teilweise Spaltencharakter zeigt, wiederum in zwei Teilschollen unterteilt, wobei die viel breitere westliche gegenüber der schmalen östlichen abgesunken erscheint. Im Prinzip ähnliche Verhältnisse herrschen in der nördlichen Teilscholle, nur sind sie komplizierter: die westliche Hälfte ist gegenüber der östlichen wiederum abgesunken, doch zerfällt sie in einige deutlich gegeneinander abgesetzte Teilstücke.

a) Die nördliche Teilscholle.

Zunächst schliesst an die östliche Macchia vecchia-Zone der Steinbrüche von Arzo eine schmale Scholle mit stark abgesenktem Rhät und überlagerndem Broccatello an. Dieser tritt an der Strasse Tremona–Guana, um die Kurve NW Ongè, deutlich zutage. Er führt oft Trümmer von Hauptdolomit und Rhät und wird hie und da von intrusivem Besazio-Kalk und Domérien-Mergelkalk durchsetzt.

Sodann folgt ein schmaler, nach NNW auskeilender Horst aus Hauptdolomit. Er ist entlang der Strasse Tremona–Guana gut aufgeschlossen und stark von Lias-Intrusionen durchsetzt. Sie äussern sich bald in scharf abgesetzten subvertikalen Gängen, bald in unregelmässig begrenzten, anastomosierenden und sich verzweigenden, im wesentlichen saigeren Zonen. Beide senden seitlich gewöhnlich Lagergänge aus, die Schichtflächen des Hauptdolomits folgen (Fig. 37).

Schliesslich folgt, NNW Nifrè aufgeschlossen, eine breitere Scholle mit relativ mächtigem Rhät und diskordant überlagerndem Broccatello. Der Kontakt Rhät/Hauptdolomit ist nicht aufgeschlossen. Das Liegende, sichtbar an der Strasse und zwischen Val di Pülas und Sermonte, wird durch eine rhätische, liasisch reaktivierte Verwerfung in zwei Teile getrennt: der östliche besteht aus Hauptdolomit, der westliche aus HD/Rhät-Breccie. Sie ist den enthaltenen Phasen nach dem schon besprochenen Ostteil der Cava Calfetti vergleichbar, nur waren hier die Bewegungen und dementsprechend das rupturelle Verhalten ungleich stärker.

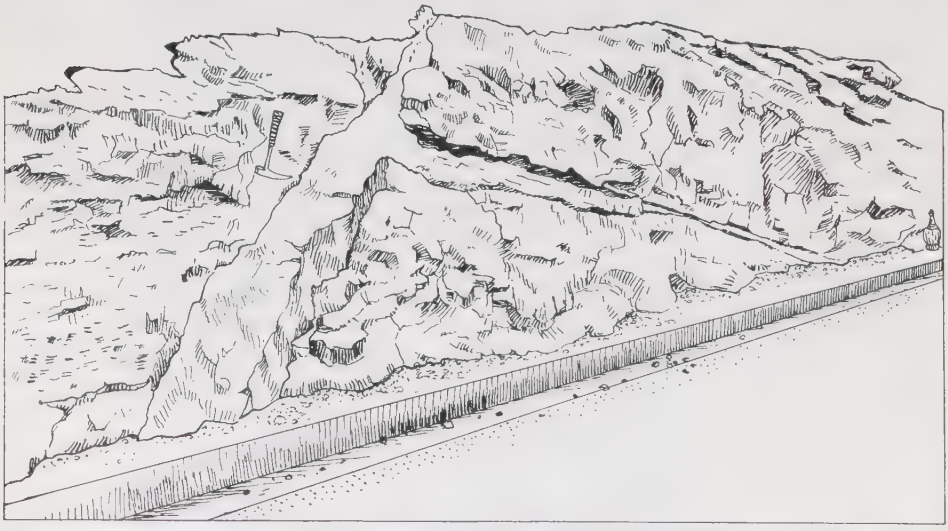


Fig. 37. Strasse Tremona-Guana. Ein Gang von Broccatello in Hauptdolomit sendet entlang einer Schichtfläche einen Lagergang aus.

Die Scholle wird im E begrenzt durch einen breiten Graben mit Macchia vecchia im nördlichen (liegenden Teil) und intrudiertem Broccatello im südlichen (hangenden) Abschnitt.

Weiter im E gelangt man in eine breite Scholle aus Hauptdolomit, die in der Mitte wiederum einen 50 m breiten, scharf begrenzten Macchia vecchia-Graben enthält. Östlich dieses Grabens interferiert ein NNW streichendes System von Spalten mit einem NNE-streichenden. Sie enthalten beide vorzugsweise intrusiven Broccatello. Besonders häufig treten sie um Castello di Tremona auf. Eine von ihnen wurde von SENN (op. cit., p. 581/82) als taschenförmiges Liasrelikt aufgefasst und in Verbindung mit dem östlich anschliessenden Macchia vecchia-Vorkommen und dem entsprechenden Niveau-Unterschied für den Nachweis der extremen Diskordanz seiner Lias-Transgression benützt.

b) Die südliche Teilscholle.

Ihr westlicher Abschnitt, das Dreieck Besazio-Cave di Besazio–S. Agata, lässt noch deutlich sein mehrphasiges paläotektonisches Verhalten ablesen, trotz der Überprägung durch die alpine Faltung (die Achse der Barozzo-Antiklinale – vgl. SENN, op. cit., Fig. 7 – verläuft mitten durch diesen Abschnitt). Der Hauptdolomit-Anteil der Scholle wurde offenbar vor der Überlagerung durch Rhät stark nach W gekippt, denn sein Streichen wird von der Barozzo-Antiklinale nur wenig abgebogen und es herrscht allgemein starkes westliches Axialgefälle. Demgegenüber nähert sich das Streichen des Rhätmantels stark der Richtung der Antiklinalachse, er weist geringes westliches Axialgefälle auf. Die Winkeldiskordanz zwischen Rhät und Hauptdolomit ist besonders am Südschenkel, beim Ronco und Gromesago, evident.

Westlich einer Linie, die die erste Strassenkurve unterhalb Besazio (P. 463) mit S. Agata verbindet, dünnt der Rhätmantel stark aus, ist oft nur in Relikten erhalten, so dass mancherorts Broccatello direkt auf Hauptdolomit lagert. Etwa 100 m westlich dieser Linie setzt Rhät in ziemlicher Mächtigkeit wieder ein, offenbar stark gestört, wie die untereinander stark abweichenden Fallzeichen bedeuten. Die Plötzlichkeit dieser Übergänge legt Verwerfungen nahe, entlang denen Hauptdolomit vor der Broccatello-Überlagerung horstartig emporgehoben wurde. Solche Störungen sind jedoch nirgends eindeutig zu fassen, wegen der Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse.

c) Die diagonale Verwerfung von Besazio–Tremona.

Sie ist NE Besazio gut aufgeschlossen: sie setzt Broccatello und Rhät scharf gegeneinander ab. Bis fast Tremona wird sie durch Moräne verdeckt. Zwischen S. Agata und Tremona ist sie auf kurzer Strecke wieder sichtbar und dokumentiert durch die Verschiedenart ihrer beiden Flügel ihr wechselvolles paläotektonisches und alpines Schicksal (Fig. 38). Der W-Flügel weist über Hauptdolomit eine geringmächtige Serie aus Rhät, Broccatello, Kieselkalk und Domérien-Mergelkalk auf. Der E-Flügel enthält 70 m Rhät und etwa auf gleicher Mächtigkeit aufgeschlossenen Broccatello. Kieselkalk, Besazio-Kalk und Domérien-Mergelkalk treten zwischen S. Agata und Ronco Vassalli nirgends zutage. Gleichwohl muss angenommen werden, dass Besazio-Kalk und Domérien-Mergelkalk auch in dieser

Teilscholle vertreten sind oder waren, wie häufige Vorkommen in Gängen im Broccatello, in den Steinbrüchen von Besazio nahelegen (vgl. SENN, op. cit., p. 579/580).

Eine erste tektonische Phase im oberen Rhät führte zu einer relativen Absenkung des E-Flügels um ca. 60 m mit anschliessender Peneplainisierung, wobei das Rhät des W-Flügels auf ca. 10 m Mächtigkeit reduziert wurde. Analoge Vorgänge dürften sich am Ende der Broccatello-Sedimentation (möglicherweise im oberen Sinémurien bis unteren Lotharingien) eingestellt haben. Für die weitere Entwicklung fehlen eindeutige Hinweise, wegen mangelhaften Aufschlussverhältnissen. Doch kann angenommen werden, dass im unteren Mittellias eine Absenkung des Westflügels stattfand, die hier zu Kieselkalk-Sedimentation führte, während der E-Flügel im Bereich der Besazio-Kalk-Fazies verblieb; denn in seiner südwestlichen Fortsetzung, unmittelbar E Besazio, findet sich Besaziokalk in allerdings gestörtem Kontakt mit Broccatello. Im oberen Domérien mag es zu einem gewissen Ausgleich des Reliefs und beidseitiger Mergelkalk-Sedimentation gekommen sein. Eine Alternative für die Entwicklung zwischen dem Dach des Broccatello und der beidseitigen Mergelkalk-Sedimentation wird später noch erläutert werden.

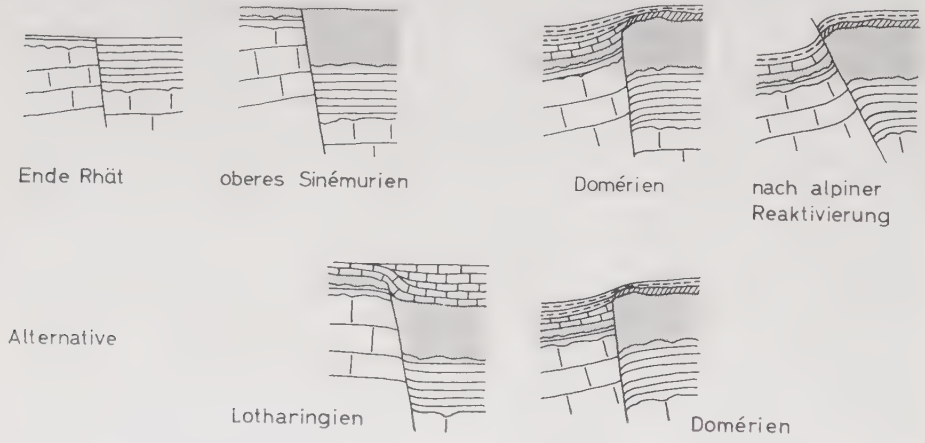


Fig. 38. Paläotektonische Entwicklung und alpine Reaktivierung der diagonalen Verwerfung Besazio–Tremona, NW Sant'Agata. Die Darstellungen für das Domérien unterscheiden sich lediglich durch die Heteropie Besazio Kalk/obere Kieselkal-Anteile (oben) bzw. Besazio-Kalk/basale Domérien-Mergelkalke (unten). Gleiche Signaturen wie auf Taf. II.

Die Linie wurde offenbar bei der alpinen Faltung reaktiviert, wobei sich im W-Flügel eine enge Synklinale mit steilem westlichem Axialgefälle und Domérien-Mergelkalk im Muldenkern bildete und der E-Flügel als steil stehender N-Schenkel entlang der steil nach E einfallenden Verwerfung teils leicht aufgeschoben, teils transversal leicht nach NE verschoben wurde. Dabei wurde vor allem der N-Schenkel der Synklinale im W-Flügel durch Quetschbewegung stark beansprucht (zerbrochener Kieselkalk im kleinen Aufschluss hinter dem südlichsten Haus von Tremona).

Dies steht im Widerspruch zur Auffassung SENNS (op. cit., Taf. XX, XXII), der aus dem ganzen Hügel von S. Agata eine Synklinale macht, mit Kieselkalk und

Domérien im Kern. Zur Kartierung von Kieselkalk nördlich der Kirche mag er durch grosse Schichtplatten und Blöcke von Kieselkalk verleitet worden sein, die sich hier häufig, neben Hauptdolomit und Porphyrit, als Erratiker in der Moräne finden.

Die besprochene Linie, die um Tremona wiederum durch Moräne verdeckt wird, setzt sich nördlich Ronco Vassalli in ein System von Spalten fort, die etwa m-breit von intrusivem Broccatello erfüllt sind. Ihr Schicksal war hier offenbar nicht mehr so komplex wie bei S. Agata. Die Spalten sind am besten sichtbar im Wald, 50 m NW Ronco Vassalli, wo der Hauptdolomit gegen S eine steile Böschung bildet. 100 m NE dieser Stelle werden die Spalten von der Verwerfung Fatt-Castello scharf abgeschnitten.

4. Die Zone Barozzo-Cantine di Tremona

Der südwestliche Viertel dieser Zone wird von einer keilförmigen, am nördlichen Ende ca. 200 m breiten Scholle aus Hauptdolomit eingenommen. Sie steht tektonisch in einer gewissen Kontinuität zur westlich benachbarten Scholle (zwischen dem Friedhof von Tremona und der Verwerfung Fatt–Castello). Beide Elemente weisen an ihrem N-Rand geringmächtiges, von Broccatello überlagertes Rhät auf. An diesen Stellen steht der N-Schenkel der Barozzo-Antiklinale steil bis überkippt, während er sich in benachbarten Schollen anders verhält oder transversal verschoben ist.

Das südöstliche Viertel ist stark von Verwerfungen und Spalten mit intrusivem Broccatello beansprucht. Die Verwerfungen im Hauptdolomit sind schwer zu fassen, da sie morphologisch kaum je in Erscheinung treten und fast nur in dichtem Buschwald aufgeschlossen sind. Sie weisen manchmal Breccien auf, die Hauptdolomit-Trümmer in gelber, dolomitischer, zerreiblicher Grundmasse enthalten. Die Brüche äussern sich auch oft durch Schleppung des Hauptdolomits.

Dieser Teilabschnitt zeichnet sich auch durch weitverbreitete HD/Rhät-Breccien aus. Ihre Begrenzung im Liegenden ist ziemlich unscharf – ein Übergang in calcitisch-spätig und dolomitisch durchaderte und schliesslich normale, zusammenhängende Hauptdolomit-Partien –, verläuft diskordant zum Schichtverband des Hauptdolomits und wurde auf unserer Karte ± arbiträr eingezeichnet. Die Breccien werden im SE von Kalken und Dolomiten des Rhät überlagert, diese ihrerseits diskordant von Broccatello und Kieselkalk. Das Streichen nimmt hier vorwiegend WNW-Richtung, unterscheidet sich also deutlich von der Achsenrichtung der Barozzo-Antiklinale. Dieses Verhalten lässt sich möglicherweise auf paläotektonisch bedingte Schollenkippung nach SSW zurückführen. Diese ihrerseits mag zusammen mit einer gleichgerichteten Flexur für das Auskeilen des Broccatello und die direkte Auflagerung des Kieselkalkes auf Rhät verantwortlich sein.

Nach N durchschlägt der Broccatello in mehreren, bis zu 30 m breiten Intrusions-Spalten Rhät und HD/Rhät-Breccie. Die östlichste dieser Spalten wurde von Senn (op. cit., p. 582) als Brandungshohlkehle aufgefasst.

In der nördlichen Hälfte der Zone maskiert Kieselkalk weitgehend die paläotektonischen Verhältnisse im Liegenden. In den beiden Schenkeln der breiten,

seichten Synklinale (Synklinale von Tremona nach SENN, op. cit., Fig. 7), die in diesem Abschnitt die alpin-tektonische Überprägung mit kennzeichnet, ist das Liegendedes Kieselkalkes gut aufgeschlossen, doch sind seine paläotektonischen Strukturen in NS-Richtung kaum korrelierbar.

Das Liegende des Kieselkalkes im Süden, zwischen P. 548, Nava und P. 519 (E Ligonago), zeigt zunächst im W die bereits erwähnte breite Scholle mit geringmächtigem Rhät (ca. 5 m) und Broccatello (10–20 m), die saiger bis überkippt stehen. Nach N anschliessend folgt eine enge Synklinale im Kieselkalk und hierauf, in einem sekundären Gewölbchen aufsteigend, erneut Broccatello.

Im E folgt, in einem engen, keilartigen Graben abgesenkt, etwa 50 m mächtiges Rhät (vgl. p. 583), eine Synklinale bildend, mit reliktischem Broccatello im Kern, Es wird im N direkt von Kieselkalk überlagert. Daran schliesst sich im E eine Scholle mit geringmächtigen, nach W auskeilendem Rhät, diskordant überdeckt von mächtigem Broccatello. Die Störungen, die die beiden zuletzt angeführten Elemente nach W begrenzen, werden vom Kieselkalk eingedeckt. Der Kontakt Broccatello/Rhät entspricht einer Erosionslücke, einer alten, durch spätere Tektonik versetzten Peneplain. Der Kontakt des Kieselkalkes zur Unterlage entspricht in der westlichen Scholle ebenfalls einer Schichtlücke, möglicherweise subaerischer Entstehung (kleine Rhät-Komponenten und aufgearbeitete Limonit-Krusten in den Basalen Kieselkalken, vgl. p. 593). In der östlichen Scholle mögen günstige Subsidenzbedingungen die Broccatello-Sedimentation begünstigt haben. In ihrem Dach, im unteren Lotharingien, erfolgte ein Umschlag zu stark verlangsamter Sedimentation (Häufung von Cephalopoden mit glaukonitischen Rinden, vgl. p. 599).

Diese beiden Schollen wurden in der alpinen Faltungsphase entlang ihrer westlichen, bzw. östlichen Grenzverwerfung, als starre, relativ kompetente Blöcke transversal nach N verschoben, wobei das Rhät der westlichen Scholle in die Kieselkalke eingepresst wurde.

Die diskordante Überlagerung des paläotektonisch angelegten Schollenmosaiks durch Kieselkalk erfolgte offenbar durch Absenkung der ganzen Zone entlang einer oder mehrerer Verwerfungen. Dabei verursachten Schollenkippung und zeitliche wie räumliche Mehrphasigkeit der tektonischen Vorgänge lokale Heteropien (belegt im Dach des Broccatello zwischen Ligonago und Cantine di sotto, vgl. p. 599). Ausdruck dieser Mehrphasigkeit stellt der schmale, keilförmige Graben mit weit eingesunkenem Kieselkalk am E-Ende von Ligonago dar. Seine östliche Grenzverwerfung setzt sich nach N in den Kieselkalk fort, sie wurde offensichtlich als Transversalverschiebung alpin reaktiviert. Sie ist in der Bachrunse 50 m NNW Ligonago aufgeschlossen und manifestiert sich überdies in stark voneinander abweichendem Fallen und Streichen in den Flügeln.

Die östlich anschliessende schmale Scholle wurde gegenüber dem westlichen Flügel stark nach N verschoben, wobei die südlichen Partien ihres Kieselkalkes zu einer engen Synklinale gepresst wurden. Das Liegende (um P. 519) zeigt auffällige Diskordanz zwischen Broccatello und Rhät.

Als östliche Begrenzung der Kieselkalk-Synklinale folgt schliesslich talwärts eine schmale, komplexe, horstartige Scholle, an deren NE-Ecke Hauptdolomit in einer nach S auskeilenden Teilscholle nochmals herausgehoben erscheint (die

nördlichen Teile sind mit der Mitra del Vescovo nach N versackt). Die Achse der Kieselkalk-Synklinale findet in dieser «östlichen Grenzscholle» keine Fortsetzung, das Einfallen erfolgt hier ziemlich nach SSE. Rhät, Macchia vecchia und Broccatello zeigen in den südlichen Teilen dieser Scholle extrem diskordante, «verzahnte» Lagerungsverhältnisse. Sie könnten mit alten (WNW-streichenden?) Querstörungen in Beziehung stehen. Es ist denkbar, dass diese Querstörungen unter dem Kieselkalk hindurch mit den NW-streichenden Linien kommunizieren, die das Macchia vecchia-Vorkommen SE Castello teilweise abgrenzen. Entlang dieser Verbindungslinie, die der Richtung des Sackungsabrisses SE Castello, der Sackungsspalten bei den Cantine di sotto und um die Mitra del Vescovo entspricht, zeigen sich im Kieselkalk, vor allem zwischen Fornetto und Cantine di sotto, häufig Sackungserscheinungen (Spalten und Löcher).

Die Macchia vecchia-Zone E und SE Castello fällt mit dem Interferenzfeld NW, NNW und NNE gerichteter Linien zusammen. Ihre Grundmasse scheint im wesentlichen nur aus einer Phase zu bestehen. Demnach mag eine einzige Tektonische Phase, etwa Absenkung der nordöstlichsten Teile der Zone Barozzo-Cantine di Tremona entlang der Linie Fornetto Castello, bei gleichzeitiger Beanspruchung dieser Linie (Bruchscharung) durch Zerrbewegungen, zur Bildung der Macchia vecchia geführt haben, durch Einsturz der rupturell beanspruchten Hauptdolomit-Anteile und gleichzeitiger Broccatello-Intrusion. Das Ereignis mag etwa zeitlich mit dem Dach des Broccatello (mittleres bis oberes Sinémurien) zusammenfallen: N der Cantine di sopra, um die steil abfallende Felsterrasse, findet sich Broccatello mit groben Hauptdolomit-Trümmern und kleineren splittrigen Hornstein-Einschlüssen. Er dürfte den Dachpartien des Broccatello bei Cantine di sotto entsprechen.

Die auf p. 593 besprochenen Pseudokonglomerate paläotektonischer Entstehung an der Basis des Kieselkalkes könnten mit einer der oben erwähnten Absenkungsphasen der Zone Barozzo Cantine zusammenhängen. Es ist wahrscheinlich dass diese entlang der Linie Besazio–Tremona erfolgte. Dafür bestehen folgende Hinweise: die nordwestliche Begrenzung des Kieselkalkes zwischen Cantine di sopra und Castello verläuft auffällig in der Fortsetzung der Linie Besazio–Tremona. Das Streichen des Kieselkalkes erfolgt hier parallel dazu, schief zur Achsenrichtung der Synklinale von Tremona. Dies könnte auf die Anlage einer Flexur entlang dieser Linie während der Kieselkalk-Sedimentation zurückgeführt werden. Diese Deutung würde auch dem geringmächtigen, isolierten Kieselkalk-Vorkommen S Tremona gerecht werden. Die Linie Besazio–Tremona hätte hier mit ihrem Flexurcharakter vielleicht auch die Rolle einer heteropischen Grenze übernommen.

Durch eine Heraushebung der Teilscholle Cave di Besazio–S. Agata–Ronco Vassalli, möglicherweise an der Grenze Lotharingien/Pliensbachien, wäre der Kieselkalk dieser Scholle teilweise oder ganz abgetragen worden.

Auf Fig. 38 wurde diese Deutung als Alternative dargestellt.

In den Sackungsspalten E Cantine di sotto taucht in einer NNW-gerichteten Störungszone inmitten von mächtigem Broccatello ein schmaler Rhäthorst auf. Damit sind starke Diskordanzen und grosse, im Broccatello eingebettete Rhätblöcke assoziiert.

Im E schliesst hier eine Scholle mit der bereits im stratigraphischen Teil (p. 593) erwähnten Winkeldiskordanz zwischen Rhät und Broccatello an, offenbar verursacht durch Kippung der Scholle nach S und Peneplainisierung vor der Broccatello-Sedimentation.

Die nächstöstliche Scholle zeigt Konkordanz und ziemlich flaches S-Fallen der Serie Rhät–Broccatello–Kieselkalk.

AUSBLICK

In der Einleitung zum stratigraphischen Teil wurde bereits eine Zusammenfassung unserer wichtigsten Resultate gegeben, auf die an dieser Stelle verwiesen sei.

I. ANGESCHNITTENE PROBLEMKREISE

Wir haben in unserer Arbeit bewusst einige Problemkreise lediglich angeschnitten und hoffen, dass spätere Untersuchungen weiteres Licht auf dieses kleine, faszinierende Gebiet werfen werden:

1. Sedimentpetrographische und mineralogische Untersuchungen an detritischem Quarz, Feldspäten, Glimmer, Glaukonit (mit Rückschlüssen auf Ökologie), Limonit und Mangan-Oxyd.

2. Gefügekundliches Studium des Broccatello: Mikrofazies, Feinschichtung?, räumliche Verteilung der Eisenoxyd-Pigmente.

3. Gefügekundliche Untersuchungen (vor allem mit Dünnschliffen) im Hinblick auf den Mechanismus der karbonatischen Intrusionen und die Kleintektonik.

4. Gewisse paläotektonische Verwerfungen setzen sich offenbar tief ins Liegende des Hauptdolomits fort, in einem Fall nachweislich: die Verwerfung Besazio–Gaggiolo ist in der Kalkschieferzone im Dach des Ladinien, im Gaggiolotal W Meride (Val Mara), zwischen 717111/083225 und 716990/083490, erneut zu fassen. Der W-Flügel ist gegenüber dem östlichen um ca. 17 m abgesenkt.

Eine genaue Kartierung und Neuuntersuchung der Raibler-Schichten und des Daches des Ladinien – meistens in isolierten Aufschlüssen – könnten zum Nachweis weiterer solcher, möglicherweise im oberen Norien oder im Rhät angelegter Verwerfungen führen. Vor allem das Studium der Raibler-Schichten, besonders ihres Daches, könnte vielleicht unsere Ansicht bestätigen, dass Schwereglеitung der Hauptdolomitschollen auf der Raibler-Unterlage, im Gefolge von Zerrbewegungen, eine wesentliche Rolle im Mechanismus der liasischen Intrusionen und der Macchia vecchia spielten.

II. INNERHALB EINES WEITEREN REGIONALEN RAHMENS GÜLTIGE ASPEKTE

Aus gewissen Resultaten unserer Untersuchungen ergeben sich Aspekte, die wohl in einem weiteren regionalen Rahmen Gültigkeit erlangen könnten, ungeachtet des Sonderfalles, den unser Gebiet im allgemeinen darstellt.

A. Verfolgung der Auswirkungen syngenetischer Tektonik nach W und E

Die Verfolgung der Auswirkungen syngenetischer Tektonik nach W und E, bis jenseits des Langensees und bis zu den Bergamasker Alpen, in Verbindung

mit der Konzeption eines neuen paläogeographischen Modells besorgt zurzeit mein Gebietsnachbar Bernoulli. Er verfügt von der Warte seines grösseren Untersuchungsgebietes aus über wesentlich günstigere Voraussetzungen dazu. Es sei deshalb an dieser Stelle nicht darauf eingegangen.

B. Die Notwendigkeit einer biostratigraphischen Revision der mediterranen und alpinen jurassischen Ammonitenfaunen

Bei der Bearbeitung von alpinen und mediterranen Faunen wurde – besonders hinsichtlich der stratigraphischen Schlussfolgerungen – oft zu wenig Gewicht auf Lagerungsverhältnisse und Lithologie des Muttersediments gelegt. Die Möglichkeit von Aufarbeitung, Schichtlücken, paläotektonischen Kontakten oder Kondensation und die Beziehungen zur lokalen Paläogeographie und Ökologie wurden häufig vernachlässigt oder stand beim damaligen Stand der Forschung im Hintergrund. Jedenfalls finden sich in vielen Monographien oft seitenlange Diskussionen über faunistische Assoziationen und Vergleiche zu anderen «synchronen» Faunen, wobei fast stets Betrachtungen über Phylogenie und biostratigraphischen Wert der taxonomischen Einheiten im Vordergrund standen.

1. *Erstes Beispiel*

Als erstes Beispiel möchten wir die Arbeit Haas (1912/13) über die Fauna von Ballino (9 km NNW Riva am Gardasee) anführen: Wie er in der Einleitung (I. Teil, 1912, p. 223/24) festhält, stammt die Fauna aus einer oolithischen, 0,5 m mächtigen, ausserordentlich dicht von Fossilien erfüllten Bank («eine Art Lumachelle»). «Die Aussenflächen der Fossilien, besonders der Ammoniten, zeigen häufig eine grünliche, ockergelbe oder rostbraune bis rote Überrindung». Es scheint sich um glaukonitische und limonitische Krusten zu handeln, etwa in Analogie zu unserer Besazio-Fauna. Beide Umstände, Krusten und Häufung, sprechen für Kondensation.

Die Tendez der neueren Forschungen geht dahin, auf die Konzeption Bittners einer paläotektonischen Anlage der Ballino-Linie als heteropische Grenze zurückzugreifen (Cadrobbi, 1944; Vecchia, 1957). In einem Gebiet, das – in einer gewissen Analogie zur Gegend der Luganerlinie, doch in bedeutenderem Maßstab – durch eine längere Zeit aktive und paläogeographisch wirksame Störungszone gekennzeichnet war, sind aus den räumlich und zeitlich stark wechselnden Subsidenzbedingungen lokale Kondensationshorizonte zu erwarten.

In Haas' stratigraphischen Schlussfolgerungen macht sich noch die Tendenz vieler Autoren bemerkbar, die mediterrane Faunen aus geringmächtigen oder sonstwie reduzierten Vorkommen beschrieben, ihren vertikalen Bereich auf möglichst einen Horizont zu reduzieren. Dabei gaben die häufigsten Arten den Ausschlag. Einzelne Formen, die nach einem Vergleich mit mitteleuropäischen nicht ins Faunenbild passten[23]) wurden als «verfrüht», bzw. «verspätet» bezeichnet und

[23]) Die von Haas zum Genus *Arietites* gestellten Formen gehören offenbar zu den *Arieticeratinae*, wie Fucini (1913) nachwies. Immerhin verbleiben noch einige Formen von oberliasischem Gepräge.

mit grösserem vertikalem Bereich innerhalb der mediterranen Provinz bedacht. Vergleiche mit anderen mediterranen Faunen stifteten eher Verwirrung, da häufig dasselbe Malaise herrscht. Überdies war das Material oft nicht horizontal aufgesammelt worden oder liess sich wegen der Massigkeit des Muttergesteins und ungewöhnlichen Lagerungsverhältnissen nicht horizontieren. Heteropien bilden die Regel, die Faunen sind in horizontalem wie in vertikalem Sinn meist isoliert, was sich im ständig wechselnden Faunenbild äussert. Im Gegensatz zur weiträumigen neritischen Entwicklung im mitteleuropäischen Raum, die die Biostratigraphie und Korrelation wesentlich erleichterte, wird die alpine und mediterrane Provinz durch ein komplexes paläogeographisches und paläotektonisches Mosaik beherrscht und die Ammoniten-Biostratigraphie dadurch erschwert.

Die Revision dieses Zustandes muss von Profilen im Bereich von Becken mit möglichst kontinuierlicher Sedimentation ausgehen. Sie wurde bereits erfolgreich von Donovan in Angriff genommen, dem wir eine Revision (1958) eines Teils (Toarcien) des von Renz (op. cit.) bearbeiteten Breggia-Profils verdanken. Allerdings sind selbst in solchen Ausnahmefällen, zu denen das Breggia-Profil mit seiner vom Domérien zum Bajocien reichenden Ammonitenführung gehört, Anomalien in der Sedimentation nicht ausser Acht zu lassen: Donovan (1958, p. 41) vermutet, dass Schicht Renz 4 o eine kondensierte Fauna und aufgearbeitete Exemplare enthält. Überdies macht Bernoulli (1961, p. 636 und in «*Geologischer Führer der Schweiz*») auf synsedimentäre, submarine Gleitfaltungen, z. T. grösseren Ausmasses, wie in Schicht Renz 5, aufmerksam.

Für eine Revision der Biostratigraphie zwischen Sinémurien und Domérien kommt vor allem eine Neuaufsammlung des Monte Cetona-Profils im toskanischen Apennin (Prov. Siena) in Frage. Die Fauna wurde von Fucini (1901–05) monographisch behandelt, wobei die Stratigraphie entschieden zu kurz kam.

2. *Zweites Beispiel*

Als zweites Beispiel revisionsbedürftiger Biostratigraphie möchten wir die klassische Arbeit Geyers (1886) über die Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt anführen. In dieser Fauna sind Formen vertreten, die anderswo vom (mittleren?) Sinémurien bis zum mittleren Lias reichen. Das Sinémurien ist eindeutig nur durch eine Art und wenige Exemplare vertreten: *Arnioceras semilaeve* (Hauer). Der Harst der übrigen Formen fällt ins Lotharingien, besonders zu den Zonen oxynotum und raricostatum. Einige wenige dürften dem mittleren Lias angehören. Die Genera (es wurde nur eine generische und annähernde Revision nach den Figuren und teilweise nach bibliographischen Angaben angestrebt) verteilen sich etwa folgendermassen:

Sinémurien	*Agassiceras*?
	Arnioceras
Lotharingien	
obtusum-Zone:	*Asteroceras* (*Eparietites*?)
	Xipheroceras?, *Promicroceras*

oxynotum-Zone:	*Angulaticeras*
	Oxynoticeras, Gleviceras, Paroxynoticeras?[24])
raricostatum-Zone:	*Echioceras, Paltechioceras, Leptechioceras,*
	Tmaegophioceras
	Eoderoceras?
	Hemimicroceras?
Unentschiedene Zonen-	*Coeloderoceras* (raricostatum-jamesoni)
Zugehörigkeit:	*Epideroceras*? (raricostatum-jamesoni)
	Gemmellaroceras (raricostatum-jamesoni)
Mittlerer Lias:	*Coeloceras*?
	Polymorphites?
	Amaltheus

Geyer zielt mit seiner Argumentation dahin, die Fauna einem einzigen Horizont, bzw. einer Zone, der oxynotum-Zone zuzuweisen. Dabei entscheidet zum ersten das zahlenmässige Überwiegen der Formen aus dieser Zone. *Arnioceras semilaeve* (Hauer), nur in wenigen Exemplaren gefunden, konnte er auf demselben Handstück mit *Oxynoticeras* nachweisen, gehöre folglich zur oxynotum-Zone.

Geyer war wahrscheinlich der erste und lange Zeit der einzige, der sich mit dem Malaise in der Literatur über mediterrane Lias-Ammoniten und ihre Biostratigraphie auseinandersetzte[25]). Er rügte den Umstand, dass das von den Autoren bearbeitete Material in den seltensten Fällen von ihnen selbst aufgesammelt wurde, sondern meistens unkontrolliert und unhorizontiert in Museums-Sammlungen gelangte. Er führt einige Beispiele der seltenen Arbeiten an, in denen eigene stratigraphische Beobachtungen der Autoren vorliegen, nach denen heterochrone Formen in äusserst geringmächtigen Lagern vorkommen (de Stefani, 1886; Favre, 1859; Herbich, 1878). Daraus leitet er den Schluss ab, das Oppelsche Zonen-Schema lasse sich hier nicht konsequent anwenden, da die mediterranen und alpinen Formen oder ein Teil von ihnen, wahrscheinlich aus den besonderen Faziesverhältnissen, viel langlebiger als die mitteleuropäischen waren. An einer Stelle spricht er in diesem Zusammenhang von der Möglichkeit einer Vertretung verschiedener Zonen oder Stufen in geringmächtigen isopischen Massen und nimmt damit vielleicht unbewusst das erst viel später ausgesprochene Konzept der Kondensation vorweg.

Am Hierlatz werden diese Zustände durch die absonderlichen Lagerungsverhältnisse, die er bespricht, noch kompliziert: der Hierlatzkalk füllt mehrere schmale, parallel zueinander verlaufende Klüfte im rhätischen Dachsteinkalk. Die Höhenunterschiede zwischen einzelnen Spalten am Südhang des Feuerkogels

[24]) Die *Oxynoticeratidae* des Hierlatz wurden von Pia (1914, p. 23) einer Revision unterzogen.

[25]) Eine jüngste Zusammenfassung dieser Zustände findet sich in Vialli (1959, p. 158). Auch in dieser Fauna erweist sich eine zonale Gliederung als undurchführbar. So kommt in einem 6 m mächtigen Schichtglied, das vom Autor zum basalen Sinémurien gestellt wird, neben *Arietites* cf. *bucklandi* (Sow.), *Eoderoceras* sp. vor! Der konglomeratische Charakter dieser Bänke erweckt den Verdacht, dass allochthone Exemplare vorkommen könnten. Wir erhoffen eine gewisse Klärung dieser Umstände durch die sedimentologischen Untersuchungen Bernoullis im lombardischen Kieselkalk.

betragen bis zu 100 m. Die Füllung besteht aus Encriniten und rotem, dichtem Kalk, die nicht in geschichtetem Verband zueinander stehen, sondern regellos verteilt sind.

Um die eventuelle Durchführbarkeit einer stratigraphischen Gliederung innerhalb der einzelnen Spalten zu prüfen, wurde unter der Leitung Mojsisovics' in 6 Spalten lagenweise horizontiertes Material aufgesammelt, dessen Bestimmung von Geyer publiziert wurde. Dabei ergibt sich, dass mit bemerkenswerter Konstanz dieselbe faunistische Assoziation durchgreift, ungeachtet der Lagen und Spalten. Die Spaltenfüllungen wären deshalb als gleichzeitige, transgressive Bildungen anzusehen. Die Geringmächtigkeit der Ablagerungen und die Unwahrscheinlichkeit, dass solche Spalten sich während der Ausfüllung durch mehrere Zonen hindurch erhalten konnten, spricht ihm gegen eine isopische Vertretung mehrerer Zonen, vielmehr für einen relativ kurzen Zeitabschnitt, eben die oxynotum-Zone. Die absonderlichen Faziesverhältnisse hätten zu einer Persistenz, bzw. zu einem verfrühten Einsetzen von Formen geführt, die anderwo frühere oder spätere Zonen kennzeichnen. Dafür spreche nicht zuletzt die allgemeine Kleinheit der Formen, die einerseits auf Zertrümmerung grösserer bis auf die Innenwindungen, andererseits auf Verkümmerung, im Sinne einer Wachstumshemmung, zurückzuführen sei.

Zu diesen Resultaten mag Geyer unbewusst und unausgesprochen auch durch den damals ziemlich endemisch erscheinenden Charakter der Hierlatz-Fauna gedrängt worden sein.

Seither sind viele Hierlatz-Formen auch in mediterranen Lokalitäten erkannt worden, wohl die meisten in der Cetona-Fauna durch Fucini und zwar folgende:

Geyeroceras cylindricum (Sow.),
Phylloceras lipoldi (Hauer),
Partschiceras monestieri Breistroffer (= *P. partschi* (Stur)),
P. tenuistriatum (De stef.) (= *Phylloceras costatoradiatum* Stur in Geyer),
? *Zetoceras oenotrium* (Fuc.) (= ? *Phylloceras zetes* (non d'Orb.) in Geyer),
? *Juraphyllites nardii* (Mgh.) (= ? *Rhacophyllites* cfr. *diopsis* (non Gemm.) in Geyer),
Paradasyceras stella (Sow.),
Lytotropites? *pecchioli* (Mgh., emend. de Stef.) (= ? *Lytoceras hierlatzicum* sp. nov. in Geyer),
Angulaticeras geyeri (Hyatt) (= *Schlotheimia lacunata* (non Buck.) in Geyer),
? *A. coquandi* (Fuc.) = ? *A. angustisulcatum* (Geyer),
Paltechioceras hierlatzicum (Hauer),
P. demissum (Fuc.) (= *Arietites doricus* (non Savi & Mgh.) in Geyer),
Tmaegophioceras laeve (Geyer),
Gemmellaroceras suessi (Hauer).

Dass diese Formen in einem normalen, zur Gliederung geeigneten Profil erscheinen, widerlegt an sich schon Geyers Konzept und bekräftigt unsere Forderung, die Cetona-Fauna neu aufzusammeln und zu revidieren. Des weiteren würde die Übertragung unserer Anschauungen über den Broccatello, dessen lithologische Analogie zum Hierlatzkalk in der Literatur immer wieder hervorgehoben wurde und einer vergleichend-gefügekundlichen und -mikrofaziellen Unter-

mauerung bedarf, vor allem sein vielfach intrusiver Charakter, die Lagerungsverhältnisse am Hierlatz und die faunistische Assoziation, selbst das Zusammen-Vorkommen verschieden alter Formen auf demselben Handstück, viel zwangloser erklären. Es ist zu hoffen, dass damit auch das Vertrauen in den Leitwert mediterraner und alpiner Ammoniten-Arten wieder vermehrt bestärkt würde.

RIASSUNTO

1. Tutta la zona studiata è caratterizzata da una tettonica singenetica molto intensa, che mediante diverse fasi produsse un mosaico di zolle strette, in parte mascherato dalla sedimentazione successiva. La direzione delle faglie, in generale, segue quella della linea di Lugano. I movimenti cominciarono nel Retico, possibilmente già nel Norico e persistettero fino al Domeriano. Dove si produssero in ambiente marino, influenzarono la sedimentazione successiva. Si manifestano anche in alcune irregolarità della diagenesi di sedimenti già formatisi.

Si tratta essenzialmente di una tettonica di dilatazione, che portò ad un sollevamento e abbassamento relativo di stretti horst e graben ed inclinazione delle zolle, con risultante pendenza trasversale o parallela alla direzione delle faglie. I singoli blocchi si spostarono spesso più volte alternativamente in senso verticale rispetto ai vicini. Oltre ciò gli stessi fenomeni di dilatazione, legati all'abbassamento del bacino del Generoso lungo la faglia principale di Lugano (Bernoulli, tesi), attraverso scivolamento di zolle inclinate su strati marnosi (specie di «Dolomia Principale» sul Raibliano), generarono complessi sistemi di fessure, spesso legati a linee tettoniche preesistenti. Questi furono consecutivamente riempiti mediante sedimento sovrastante, quasi sempre in stato ancora liquido, e frammenti delle rocce interessate dalle fratture. Si tratta dunque sopratutto di fenomeni di intrusione sedimentaria.

2. La «Dolomia Principale» (Norico) a ponente del Lago di Lugano mostra un aspetto litologico abbastanza caratteristico, dettato da un uniforme e ritmico ricomparire di strati finemente zonati, essenzialmente biogenici (alghe). Vengono dimostrate strette analogie con gli esempi coevi delle Dolomiti descritti da Sander (1936), specie quelli della Valle Fonda.

3. Depositi del Retico sono presenti in tutta la zona studiata. Sono disposti in potenze molto varie sulle diverse zolle, varianti da 0 a 70 m. Il contatto colla «Dolomia Principale», anch'essa di potenza variabile da una zolla all'altra, è trasgressivo nella nostra zona. Il nostro Retico è analogo a quello del Campo dei Fiori e di Frascarolo (Induno), descritto da Leuzinger (1926), Senn (1924) e Chiesa (1949), per quanto riguarda età e facies. Vengono dimostrate strette analogie colle calcareniti delle Bahamas.

4. Il «Broccatello» (Lias inferiore) non rappresenta in sè una formazione di trasgressione, bensì un deposito indipendente, bioermale, caratteristico della soglia di Lugano. Il contatto alla base è sempre caratterizzato da una lacuna, che si sposta in senso cronostratigrafico da una zolla all'altra. L'immersione subita dai vari luoghi in diversi periodi, in conseguenza delle diverse fasi di abbassamento tettonico delle zolle, avvenne sempre repentina e non contemporaneamente oppure gradatamente in tutta la zona del «Broccatello», come fu spiegata da Frauenfelder e Senn. Perciò vi mancano conglomerati di base.

Le potenze del «Broccatello» variano tra i 0 e i 150 m.

Secondo la sua distribuzione irregolare sulle diverse zolle instabili, ripetutamente spostate ed inclinate (donde spesso risultarono discordanze), il «Broccatello» rappresenta sezioni cronostratigrafiche molto variabili entro l'intero Lias inferiore provato da ammoniti. Orizzonti condensati e lacune interne portano ulteriori complicazioni.

Le seguenti zone sono documentate da ammoniti nel «Broccatello» dell'area studiata: *Psiloceras planorbe*, *Schlotheimia angulata*, *Arietites bucklandi* (?), *Arnioceras semicostatum*, *Euasteroceras turneri*, *Asteroceras obtusum*, *Echioceras raricostatum*.

Immediatamente a ponente di Arzo compare la facies calcarenitica del Lias inferiore, separata dal «Broccatello» da un'antica faglia, probabilmente già costituita nel Retico e persistente come limite eteropico.

Viene descritta la cava «Burgioli», tra Arzo e le cave di Saltrio, dove al contatto colla «Dolomia Principale» si trovano calcareniti prevalentemente bioclastiche, analoghe a quelle di Saltrio. Alla base vi affiora uno strato di 40 cm, friabile, cretoso, con quarzo e feldspati detritici, glauconite,

limonite, denti di pescecani (*lamnidi*) ed una fauna condensata di ammoniti fosfatizzate, appartenente a tutto il Lotaringiano.

Più a ponente, tra Viggiù e Brenno Useria, prevalgono tipi di calcareniti con frammenti di rocce rimaneggiate dal substrato triassico, talora, come a Brenno, veri conglomerati. La superficie del Trias al contatto, sia essa «Dolomia Principale» o Retico (la presenza di quest'ultimo è determinata dalla tettonica singenetica anche qui manifesta, sebbene molto meno intensa, con zolle generalmente più ampie, e dalla riduzione a penepiano della superficie pretrasgressiva) è quasi sempre marcata da fori di organismi perforanti, spesso riempiti di materiale glauconitico. Qui ci sembra dunque opportuno di parlare di facies trasgressiva, tanto più che in un affioramento a NE di Viggiù, sul torrente Poaggia, è ben visibile una discordanza angolare tra Retico e Lias, e la base di quest'ultimo, in un piano di stratificazione, presenta strutture interpretate come di fanghi essicati («mud cracks»).

5. Il Lias medio mostra ancora eteropie spiccate. Si differenzia in tre tipi di facies:

a) «Calcare Selcioso», sopratutto sviluppato a NE di Tremona. Le parti basali appartengono ancora al Lias inferiore (Lotaringiano). Come nel bacino del Monte Generoso non si presta a suddivisioni. Le parti più alte vengono attribuite al Pliesbachiano.

b) «Calcare di Besazio». Il termine viene introdotto per la prima volta (v. Lexique stratigraphique international, I/7c). Si riporta ad affioramenti isolati di calcari massicci rossi, spesso pieni zeppi di cefalopodi e caratteristiche radici di *Apiocrinus*, di potenza ed estensione molto ridotta, per lo più limitati da faglie. Essi si limitano a qualche piccola cava presso S. Antonino di Besazio (località tipo) e ad alcuni lembi nelle cave di Arzo. Il termine viene applicato anche a qualche affioramento nell'Alta Brianza, sopratutto al Sasso Bicicola presso Suello, che dimostra una spiccata analogia litologica e faunistica coi lembi coevi della nostra regione. Il «Calcare di Besazio» comprende tutto il Lias medio, cioè Pliesbachiano e Domeriano, in pochi metri di potenza.

c) Calcari marnosi del Domeriano. Anch'essi sono limitati a pochi affioramenti di piccola estensione. Sono per lo più di colore rosso intenso e contengono spesso numerosissimi frammenti di crinoidi. Le parti alte del «Calcare di Besazio» passano spesso lateralmente ai calcari marnosi. I passaggi sono marcati da brecce e pseudoconglomerati.

6. Le faune liassiche di ammoniti sono autoctone, non vennero osservati esemplari rimeneggiati. Dove si presentano particolarmente ricche di individui e speci – nelle cave di Saltrio, a P. 508 presso Arzo e nel «Calcare di Besazio» – il loro stato di conservazione e l'esame sedimentologico-petrografico della roccia madre indicano sedimentazione condensata.

Il significato stratigrafico delle ammoniti rimane quasi sempre molto ristretto, dovuto all'aspetto particolare del «Broccatello» e del «Calcare di Besazio», che mal si prestano ad una stratigrafia convenzionale, ed alla complessità della tettonica singenetica. Esso si limita entro le zolle strette.

7. Le formazioni molto sviluppate di brecce grossolane ed estremamente eterogenee (come la «Macchia Vecchia») non costituiscono secondo noi formazioni basali di trasgressione, bensì rocce formatesi in seguito ai fenomeni tettonici singenetici mentovati in 1. Per questo è indicativo sopratutto il loro comparire in fessure di dilatazione e in stretti graben, limitati da piani verticali marcati e quasi sempre paralleli, come pure la loro composizione molto complessa di frammenti di roccia del substrato e diverse fasi intrusive di sedimenti sovrastanti. Già la reciproca penetrazione di queste diverse fasi intrusive permette di riconoscere un ordine cronologico relativo. Sono rarissimi i casi, in cui certe fasi vengono documentate da ammoniti. Ciò nonostante, la comparazione litologica a porzioni sovrastanti o vicine di roccia omogenea, cioè non brecciata, permette spesso una datazione.

8. In un epilogo viene dimostrata la necessità di una revisione della biostratigrafia delle faune mediterranee ed alpine di ammoniti giurassiche, dalle monografie classiche fino ai nostri giorni. Ben di rado vi si è resi conto della natura della roccia madre, della sedimentologia e paleogeografia locale ad essa legata. Bisognerà considerare più attentamente le possibilità di rimaneggiamento, condensazione, lacune, paleotettonica e scivolementi sinsedimentari (slumping).

ABSTRACT

1. The area studied was affected by penecontemporaneous block faulting, producing a mosaic of narrow fault blocks partly obscured by later deposits. The faults tend to strike parallel to the

main Lugano fault. Disturbance began during the Rhetian or Norian, and persisted until Domerian time. Submarine faults influenced sedimentation and tectonic movements may have affected diagenesis.

Two types of tectonic features have been recognized:

a) Periodic normal and reverse faulting of narrow tilted blocks.

b) Tensional ruptures usually associated with preexisting faults. The resultings voids were filled by overlying unindurated sediments and fragments of rocks (sedimentary intrusion).

2. The Norian «Hauptdolomit» west of the Lake of Lugano contains finely corrugated laminae of cryptocrystalline biogenic material (algae), separated by thick beds of massive dolomite. The deposits closely resemble those of the Valle Fonda (Dolomites) described by SANDER (1936).

3. Rhetian deposits (0–70 m thick) are transgressive on the Norian and are irregularly distributed over the different blocks due to penecontemporaneous and postdepositional faulting and subsequent planation. The lithology is uniform between the main Lugano fault and Lago Maggiore, and generally resembles that of plio-pleistocene carbonate deposits of the Bahamas and Florida. There is, however, a distinctive alternation of calcarenites and calcilutites. Limestones and dolomites are frequently intercalated, but some limestones pass laterally into dolomite and limestones mottled with dolomite are common. Algal material, especially that produced by cyanophyceans, is common in the calcarenites, and the cryptocrystalline fabric has been shown by staining techniques still to consist of magnesian calcite.

4. The lower Liassic is developed in several facies:

a) The «Broccatello», formerly thought to be a transgressional facies of the Lombardy cherty limestone (b), is recognized as a biothermal deposit along the Lugano swell. Because of predepositional faulting and erosion the "Broccatello" rests on deposits of varying age. No basal conglomerate is present; diastems and condensed zones are common. Thickness varies from 0–150 m.

b) Cherty limestone (basin facies), found in a syncline NE of Tremona and west of Arzo. The basal strata are Lotharingian (upper Sinemurian) in the NE but younger to the west.

c) Detritic-clastic calcarenites, found W of Arzo, separated from the "Broccatello" by a fault. Representing a transgressional deposit beneath the cherty limestone, the calcarenites contain reworked Triassic pebbles an rest disconformably on block-faulted and plained Norian and Rhetian deposits. The calcarenites are Lotharingian and possibly Pliensbachian NW of Arzo; but are Sinemurian and Lotharingian N of Saltrio. The thickness is usually 6–8 m.

5. The middle Liassic can also be divided into three facies:

a) The Lombardy cherty limestone cropping out between Arzo and Saltrio, which, along with the upper parts of similar strata NE of Tremona represents the Pliensbachian.

b) The "Besazio limestone", a term proposed here for the massive red deposits containing numerous cephalopods and crinoid roots encrusted by limonite and manganese. The whole middle Liassic has been condensed to a thickness of only a few meters. Isolated exposures of this facies are found in the Alta Brianza (Lake of Como).

c) Bedded marly limestones (Domerian), usually deep red, with mica flakes and crinoid fragments, present in limited exposures E of Arzo. The upper part of the Besazio limestone grades laterally into the marly limestone.

6. The Liassic ammonite faunas were indigenous. No reworked specimens have been found. The ammonites are particularly numerous and varied in the quarries at Saltrio, in Arzo and in the Besazio limestone. At these localities the preservation and lithologic features suggest extremely slow sedimentation.

7. The widespread coarse heterogenous breccias found in this area do not represent a transgressive conglomerate, but reflect tectonic disturbances. They occur in crevices and narrow grabens bordered by high-angle faults. The contain indurated rocks of varying age mixed with various intruded sediments as young as Domerian. The age of the intruded sediment can often be determined by lithologic comparison with overlying and adjacent rocks. In rare instances ammonites have been found in the intruded sediments.

8. The biostratigraphic zonation of the Jurassic in the Mediterranean region and in the Alps needs revision. Reworking, condensed zones, hiati, penecontemporaneous deformation and slumping are common and must be taken into consideration in establishing stratigraphic succession.

LITERATURVERZEICHNIS

AGIP MINERARIA (1959): *Microfacies italiane.* S. Donato Milanese, 1959.

BANDY, O. L. (1954): *Aragonite Tests among the Foraminifera.* J. Sed. Petrol. *24*/1, p. 60.

BEAUMONT, G. DE (1960): *Contribution à l'étude des genres Orthacodus Woodw. et Notidanus Cuv. (Selachii).* Mém. suisses pal. *77.*

BERNOULLI, D. (1961): *Die Auflagerung der Radiolaritgruppe im Südtessin.* Eclogae geol. Helv. *53*/2, 1960.

– *Zur Geologie des Monte Generoso.* – Erscheint in Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. *118.*

BERNOULLI, D., & WIEDENMAYER, F. (im Druck): *Geologischer Führer der Schweiz, Exkursion 26.* Basel (Wepf).

BISTRAM, A. VON (1903): *Beiträge zur Kenntnis der Fauna des unteren Lias in der Val Solda.* Ber. natf. Ges Freiburg i. Br. *13.*

BONARELLI, G. (1894): *Contribuzione alla conoscenza del Giura-Lias lombardo.* Atti R. Accad. Sc. Torino *30.*

– (1895): *Fossili domeriani della Brianza.* Rend. R. Ist. lomb., ser. 2, vol. 28.

BÖSE, E. (1894): *Monographie des Genus Rhynchonellina Gemmell.* Palaeontographica *41.*

BURST, J. F. (1958): *«Glauconite» pellets: their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations.* Bull. A. A. P. G. *42*/2.

– (1958): *Mineral heterogeneity in Glauconite pellets.* Amer. Mineral. *43.*

CADROBBI, M. (1944): *Contributi per la conoscenza della linea tettonica di Ballino.* Studi Trentini Sc. Nat. *24*/2–3, 1943.

CANTÙ, C. (1856): *Storia della città e della diocesi di Como.* Vol. 1, 2, Firenze.

CHIESA, C. (1949): *Contributo alla conoscenza del Retico nella Lombardia occidentale.* Riv. ital. Pal. *55.*

CONTI, S. (1954): *Stratigrafia e Paleontologia della Val Solda.* Mem. descr. Carta geol. Italia *30.*

DE STEFANI, C. (1886): *Lias inferiore ad Arieti dell'Appennino settentrionale.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. *8.*

DONOVAN, D. T. (1956): *The Lower Liassic Ammonite Fauna from the Fossil Bed at Langeneckgrat near Thun (Median Prealps).* Schweiz. Pal. Abh. *74.*

– (1958): *The Ammonite Zones of the Toarcian (Ammonitico Rosso Facies) of Southern Switzerland and Italy.* Eclogae geol. Helv. *51*/1, 1958.

FAIRBRIDGE, R. W. (1957): *The Dolomite Question.* In: *Regional Aspects of Carbonate Deposition* (s. d.).

FAVRE, A. (1859): *Mémoire sur les terrains liasique et keupérien de la Savoie.* Mém. Soc. Physique & Hist. nat. Genève *15.*

FOSSA-MANCINI, E. (1925): *Appunti sulla geologia di una parte del circondario di Varese.* Boll. R. Uff. geol. ital. *50.*

FRAAS, E. (1892): *Scenerie der Alpen.* Leipzig (Weigel).

FRAUENFELDER, A. (1916): *Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen.* Eclogae geol. Helv. *14*/2.

FRIEDMAN, G. M. (1959): *Identification of Carbonate Minerals by Staining Methods.* J. Sed. Petrol. *29*/1.

FUCINI, A. (1901–1905): *Cefalopodi liassici del Monte di Centona.* Palaeont. Ital. *7–11,* 1901–1905.

– (1913): *Sulla fauna di Ballino.* Proc. verb. Soc. Tosc. Sc. nat. *22.*

GEYER, G. (1886): *Über die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt.* Abh. k. k. Geol. Reichsanst. *12.*

GIANNINI, E. (1955): *Geologia dei Monti di Campiglia Marittima (Livorno).* Boll. Soc. geol. ital. *74*/2.

GIMMA, G. (1730): *Della storia naturale delle gemme, delle pietre, e di tutti i minerali, ovvero della fisica sotteranea.* Napoli.

GINSBURG, R. N. (1957): *Early Diagenesis and Lithification of Shallow-Water Carbonate Sediments in South Florida.* In: *Regional Aspects of Carbonate Deposition* (s. d.).

HAAS, O. (1912/1913): *Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol.* Beitr. Paläont. Geol. Österreich-Ungarns, I, *25,* II, *26.*

HÄNTZSCHEL, W. (1936): *Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet.* Senckenbergiana, Bd. 18, Nr. 5/6.

HAUER, F. VON (1854): *Beiträge zur Kenntnis der Heterophyllen der Österreichischen Alpen.* Sitzungsber. k. Akad. Wiss. math. natw. Cl., Bd. XII, H. 5.
– (1856): *Über die Cephalopoden aus dem Lias der Nordöstlichen Alpen.* Denkschr. math.-natw. Cl. k. Akad. Wiss. *11.*
HERBICH, F. (1878): *Das Széklerland.* Mitt. Jb. k. Ung. Geol. Anst. *5.*
HOUTEN, J. VAN (1929): *Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore.* Eclogae geol. Helv. *22*/1.
ILLING, L. V. (1954): *Bahaman calcareous sands.* Bull. A. A. P. G. *38*/1.
– (1957): *Record of Panel Discussion* (zu NEWELL & RIGBY). In: *Regional Aspects of Carbonate Deposition* (s. d.)
IMPERATO, FERRANTE (1599): *Dell'historia naturale di Ferrante Imperato libri XXVIII.* Napoli.
KRISTAN, E. (1957): *Ophthalmidiidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich.* JB, Geol. Bundesanst., Bd. 100, H. 2.
KUHN-SCHNYDER, E., & VONDERSCHMITT, L. (1954): *Geologische und paläontologische Probleme des Südtessins.* Eclogae geol. Helv. *46*/2.
KUTASSY, A. (1933): *Su alcuni Megalodus del Monte Campo dei Fiori.* Atti Soc. ital. Sc. nat. *72.*
LABUS, G. (1824) in AMORETTI, C.: *Viaggio da Milano ai tre laghi Maggiore, di Lugano e di Como e ne' monti che li circondano.* 6. ed., Milano (Silvestri).
LAUBSCHER, H. P. (1961): *Die Mobilisierung klastischer Massen.* Eclogae geol. Helv. *54*/2.
LAVIZZARI, L. (1845): *Memoria terza sui minerali della Svizzera italiana.* Capolago.
– (1849): *Istruzione popolare sulle principali rocce ossia sulle pietre e terre più comuni del Cantone Ticino e loro uso nelle arti.* Lugano (Bianchi).
LEHNER, P. (1952): *Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Brè und des M. S. Salvatore bei Lugano.* Eclogae geol. Helv. *45*/1.
LEUZINGER, P. (1926): *Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori und der Sedimentzone Luganersee-Valcuvia.* Eclogae geol. Helv. *20*/1.
LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INERNATIONAL: Vol. I: *Europe,* Fasc. 7: *Suisse,* 7c: *Schweizer Alpen und Südtessin.* Paris. Centre national de la recherche scientifique (im Druck).
MAJZON, L. (1955): *Contributions to the stratigraphy of the Dachstein limestone.* Acad. Sc. Hungarica, Acta geol., vol. 2, fasc. 3–4, Budapest, 1954.
MARIANI, E. (1904): *Appunti geologici sull secondario della Lombardia occidentale.* Atti Soc. ital. Sc. nat. & Mus. civ. st. nat. Milano *43.*
MENEGHINI, G. (1867–1881): *Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (lias sup.) de Lombardie et de l'Apennin central. Appendice: Fossiles du Medolo.* Paléontologie Lombarde (A. STOPPANI ed.) 4e sér., Milan.
MERIAN, P. (1849): *Über die Versteinerungen von Arzo bei Mendrisio.* Ber. Verh. natf. Ges. Basel *8.*
– (1854): *Über die Flözformationen in der Umgegend von Mendrisio.* Verh. natf. Ges. Basel, Bd. 1/1.
NEGRI, G., & SPREAFICO, E. (1869): *Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese e di Lugano.* Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., vol. XI, ser. III, fasc. II.
NEWELL, N. D., & RIGBY, J. K. (1957): *Geological Studies on the Great Bahama Bank.* In: *Regional Aspects of Carbonate Deposition* (s. d.)
NOVARESE, V. (1939): *Note illustrative della Carta geologica dell'Italia 1:100000, Foglio di Varese.* R. Uff. geol. Roma.
PARONA, C. F. (1885): *I brachiopodi liassici di Saltrio e Arzo nelle Prealpi lombarde.* Mem. R. Ist. Lomb. *15.*
– (1889): *Note paleontologiche sul Lias inferiore nelle Prealpi Lombarde.* Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., Ser. II, vol. XXII.
– (1896): *Contribuzione alla conoscenza delle ammoniti liasiche di Lombardia. Parte I: Amm. del lias inferiore di Saltrio.* Mém. Soc. Pal. Suisse *23.*
– (1924): *Trattato di Geologia, con speciale riguardo alla Geologia d'Italia.* Seconda edizione, Milano (Vallardi).
PEYER, B. (1950): *Geschichte der Tierwelt.* Zürich (Büchergilde Gutenberg).
PHILIPPI, E. (1897): *Geologie der Umgegend von Lecco und des Resegone-Massivs in der Lombardei.* Z. dtsch. geol. Ges., Jg. 1897, H. 2.

Pia, J. von (1914): *Untersuchungen über die Gattung Oxynoticeras und einige damit zusammenhängende allgemeine Fragen.* Abh. k. k. Geol. Reichsanst. *23.*

Rassmuss, H. (1912): *Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza.* Geol. pal. Abh., N. F. X/5.

Regional Aspects of Carbonate Deposition (1957). *A Symposium with Discussions.* Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publ. Nr. 5.

Renz, C. (1920): *Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiete des Monte Generoso.* Eclogae geol. Helv. *15*/5.

Richter, R. (1936): *Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer.* II. *Schichtung und Grundleben.* Senckenbergiana, Bd. 18, Nr. 3/4.

Sacchi-Vialli, G., & Cantaluppi, G. (1961): *Revisione della fauna di Saltrio.* Atti Ist. geol. Univ. Pavia *12.*

Sander, B. (1936): *Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias).* I. *Nordalpine Beispiele.* II. *Südalpine Beispiele, Hauptdolomit, Allgemeines.* Tschermak's Mitt. N. F., Bd. 48, H. 1/2 & 3/4.

Schmidt, C., & Steinmann, G. (1890): *Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano.* Eclogae geol. Helv. *2*/1.

Schweighauser, J. (1951): *Spirillinen aus dem Lias von Arzo (Tessin).* Eclogae geol. Helv. *43*/2, 1950.

Senn, A. (1924): *Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese.* Eclogae geol. Helv. *18*/4.

Solle, G. (1960): *Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwest-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium.* Notizbl. Hess. L'amt Bodenforschung *88.*

Stoppani, A. (1857): *Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia.* Milano.

Taramelli, T. (1880): *Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi.* Beitr. geol. Karte Schweiz, 1. Folge, *17.*

– (1920): *Osservazioni geologiche lungo le nuove strade militari della provincia di Como al confine svizzero.* Boll. R. Com. geol. ital. *47.*

Teichmüller, R. (1930): *Zur Frage des Alters der tektonischen Bewegungen in den südlichen Kalkalpen (westlich des Tagliamento).* Z. dtsch. Geol. Ges. *81*, 1929.

Trümpy, R. (1960): *Paleotectonic evolution of the central and western Alps.* Bull. Geol. Soc. Amer. *71*/6.

van Hise, R. C. (1896): *Principles of North American Pre-Cambrian Geology.* 16th Annual rep. U. S. geol. Survey, pt. I.

Vecchia, O. (1950): *Stratigrafia retica del Sebino occidentale.* Riv. ital. Pal. *56.*

– (1957): *Significato del fascio tettonico giudicario-atesino.* Boll. Soc. geol. ital. *76*/1, 1957.

Vialli, V. (1959): *Ammoniti sinemuriane del Monte Albenza (Bergamo).* Mem. Soc. Ital. Sc. nat. & Mus. Civ. St. nat. Milano *12*/3.

Vonderschmitt, L. (1941): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Süd-Tessin. 30. September – 2. Oktober 1940.* Eclogae geol. Helv. *33*/2.

– (1953): *Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralog. und Petrogr. Ges. im Südtessin, in der Umgebung von Locarno und im oberen Valle Maggia.* Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. *33.*

Wicher, C. (1952): *Involutina, Trocholina und Vidalina, Fossilien des Riffbereichs.* Geol. Jb. *66*, 1950.

Zittel, K. A. (1876): *Geologische Beobachtungen aus den Central-Appenninen. Vergleich der Lias-, Jura- und Kreide-Bildungen der Central-Appenninen mit denen der Südalpen und Toscana's.* Geogn. pal. Beitr. Benecke *2*, 1876.

Manuskript eingegangen am 3. Januar 1963.

Curriculum vitae

Geboren am 7. Januar 1932 in Cumarebo, E. do Falcòn, Venezuela, als Sohn des Geologen Carl Wiedenmayer, † 1951, und der Margrit geb. Leuthold, gelangte ich, Felix Heinrich Wiedenmayer, von Basel, 1937 mit meiner Familie nach Parma (Italien), wo ich die staatliche Elementarschule bis zur Aufnahmeprüfung zur Mittelschule absolvierte.

Von 1943 an in der Schweiz, durchlief ich die Gymnasial-Abteilung der Kantonsschule Frauenfeld bis zur Matura 1950.

Im Wintersemester 1950/51 immatrikulierte ich mich an der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel. Das Wintersemester 1954/55 verbrachte ich im Paläontologischen Institut der Universität Zürich.

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung und unter der Leitung von Herrn Prof. L. Vonderschmitt.

In Basel besuchte ich die Vorlesungen und Übungen folgender Herren Professoren: L. Vonderschmitt, M. Reichel, H. Schaub, H. P. Laubscher, M. Reinhard, E. Wenk, P. Bearth, A. Portmann, E. Handschin, H. Mislin, H. Hediger, M. Geiger-Huber, P. Huber, E. Miescher, H. Erlenmeyer, A. Bühler, J. Gantner; ferner der Herren PD und Lektoren W. Nabholz, L. Jenny und T. Reinhard; in Zürich der Herren Professoren B. Peyer, E. Kuhn-Schnyder, R. Staub, W. Leupold, R. Trümpy und R. Parker.

Von 1951 bis 1956, jeweils im August bis September, wirkte ich als wissenschaftlicher Assistent von Prof. E. Kuhn-Schnyder an der Fossilgrabung (P. 902) am Monte S. Giorgio (Südtessin) mit.

GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIETES ZWISCHEN ARZO, BESAZIO, RANCATE UND MERIDE

von Felix Wiedenmayer

1 : 7500

0 100 500 m

- Besazio-Kalk / Domérien -Mergelkalk
- Kieselkalk
- Broccatello
- Rhät
- Hauptdolomit
- Raiblerschichten
- Sackung
- Sackungsriss
- Breccien
- Broccatello/Besaziokalk
- Macchia vecchia
- Hauptdolomit / Rhät
- Liasische Brüche, oft mehrphasig
- Rhätische Brüche

717 718 719

83 82

MERIDE

TREMONA

ARZO

BESAZIO

Guana

Castello

Cantone

Mitra del Vescovo

Cantine di sotto

Cantine di sopra

Nifrè

Sagewerk

Gaggiolo

Ongè

Fornace

Fogna

Ronco Vassalli

Selvapiana

Fornetto

Cantine di Rancate

Limonaga

Nimbra

Agaro

Nava

S. Rocco

Gnom

Passan

Montecristo

Ronco Gromesago

M. Oliveto

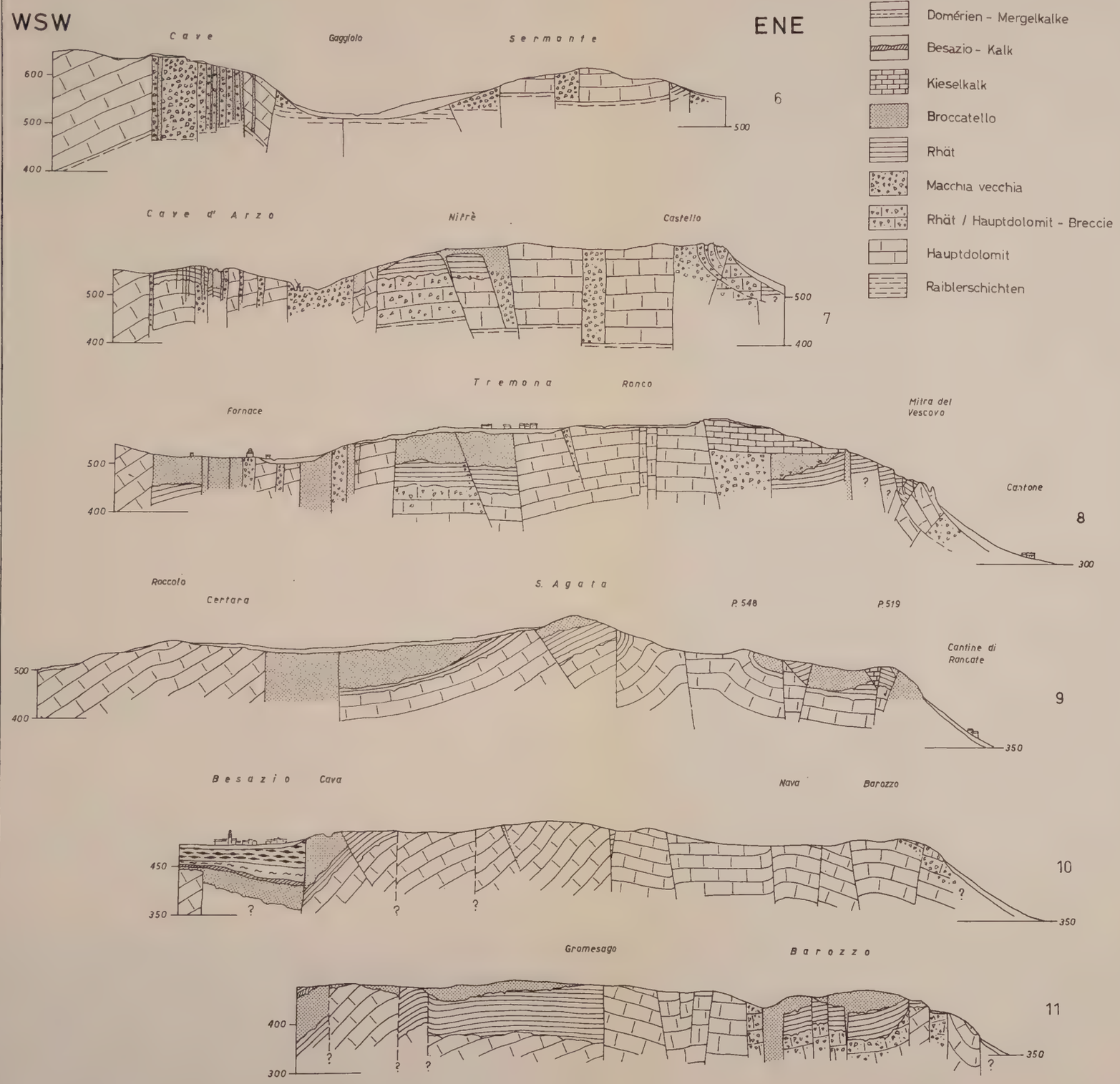
S. Antonino

Fait

GEOLOGISCHE PROFILE WSW-ENE DURCH DAS GEBIET ZWISCHEN ARZO, RANCATE UND MERIDE

von Felix Wiedenmayer

1 : 10 000

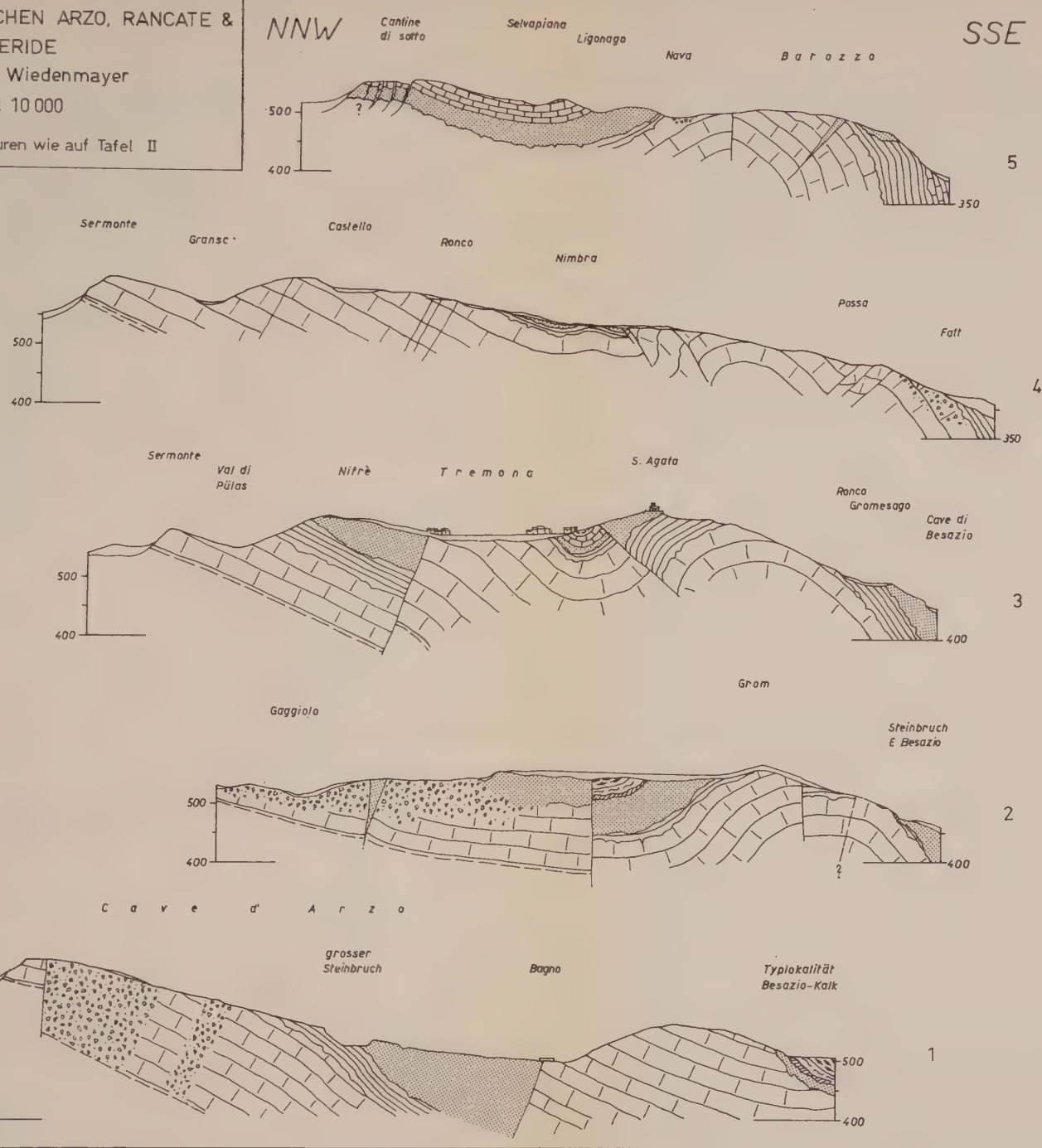


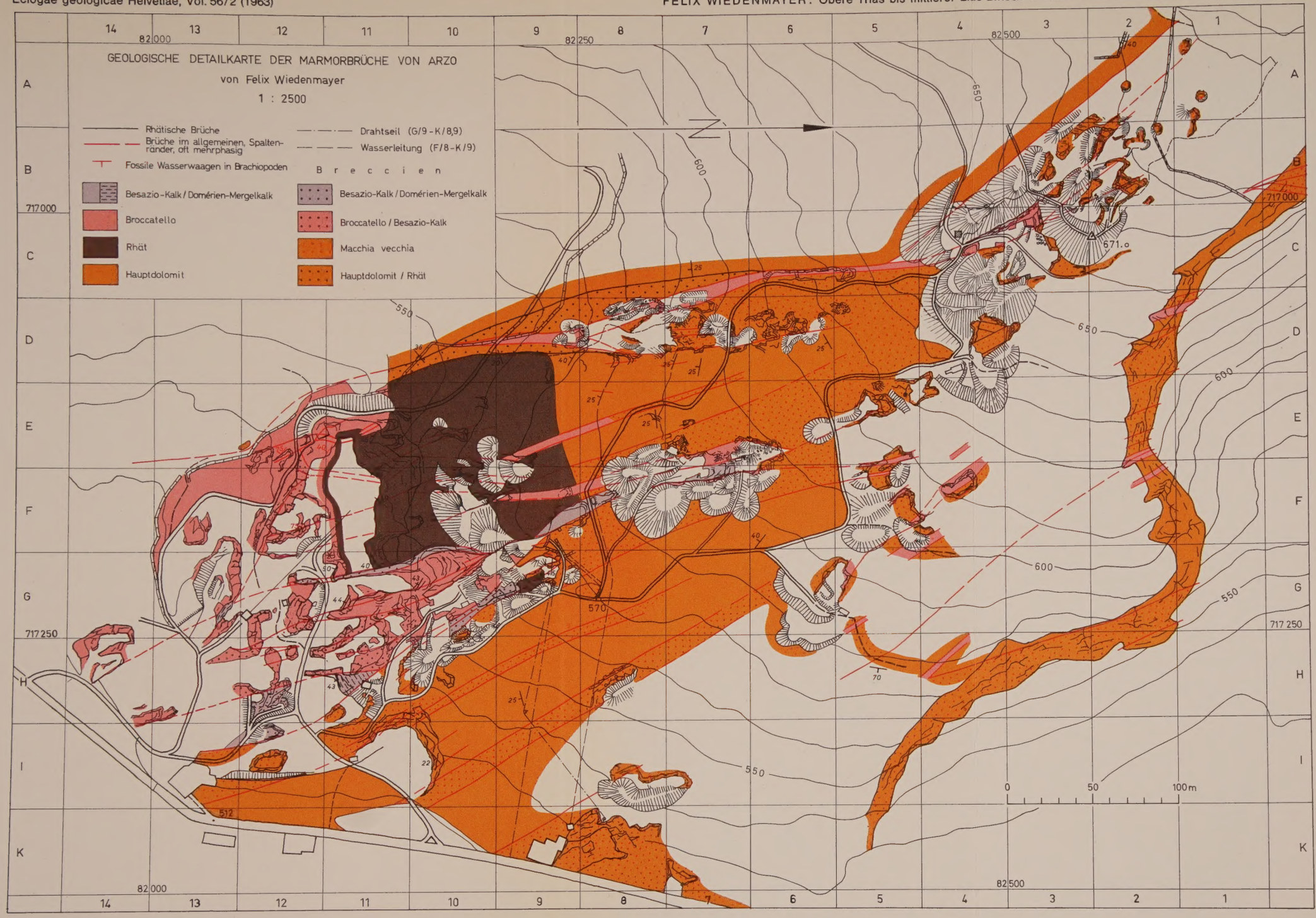
GEOLOGISCHE PROFILE NNW-SSE DURCH DAS GEBIET ZWISCHEN ARZO, RANCATE & MERIDE

von Felix Wiedenmayer

1 : 10 000

gleiche Signaturen wie auf Tafel II




GEOLOGISCHE DETAILKARTE DER MARMORBRÜCHE VON ARZO
von Felix Wiedenmayer
1 : 2500
Rhätische Brüche
Brüche im allgemeinen, Spaltenränder, oft mehrphasig
Fossile Wasserwaagen in Brachiopoden
Drahtseil (G/9-K/8,9)
Wasserleitung (F/8-K/9)
Breccien
Besazio-Kalk / Domérien-Mergelkalk
Broccatello
Rhät
Hauptdolomit
Besazio-Kalk / Domérien-Mergelkalk
Broccatello / Besazio-Kalk
Macchia vecchia
Hauptdolomit / Rhät
82 000
82 250
82 500
717 000
717 250
671.o
0
50
100 m